



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

DENISE ALESSANDRA MONTEIRO MACHADO

**PROVENIÊNCIA DE SEDIMENTOS DA BACIA DE CURITIBA
POR ESTUDO DE MINERAIS PESADOS**

**CURITIBA
2009**

DENISE ALESSANDRA MONTEIRO MACHADO

PROVENIÊNCIA DE SEDIMENTOS DA BACIA DE CURITIBA POR ESTUDO DE
MINERAIS PESADOS

Dissertação de mestrado apresentada ao Departamento de Geologia, da Universidade Federal do Paraná, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração: Geologia Exploratória.

Orientador: Prof Dr Luiz Alberto Fernandes.

Co-orientadoras: Profa Dra Ana Maria Góes
Profa Dra Maria José Maluf
de Mesquita.

CURITIBA
2009

FICHA CATALOGRÁFICA

M149p Machado, Denise Alessandra Monteiro, 1974-
Proveniência de sedimentos da Bacia de Curitiba por estudo
de minerais pesados [manuscrito] / Denise Alessandra Monteiro
Machado. – 2009.
iii, 64 f. : il. ; 31 cm.
Impresso.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná,
Departamento de Geologia, área de concentração: Geologia
Exploratória, 2009.
“Orientador: Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes. – Co-
orientadoras: Prof^ª. Dr^ª Ana Maria Góes e Prof^ª. Dr^ª Maria José
Maluf de Mesquita”.
Bibliografia: f. 55-64.
1. Minerais pesados. 2. Sedimentos (Geologia). 3. Curitiba,
Baía de (PR). I. Universidade Federal do Paraná. II. Fernandes,
Luiz Alberto, 1954-. III. Góes, Ana Maria. IV. Mesquita, Maria
José Maluf de. V. Título.

CDD: 551.468

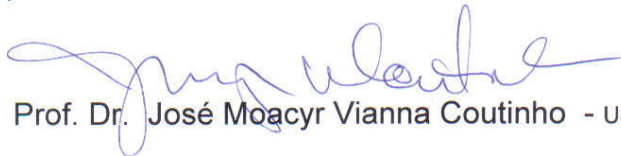
Bibliotecário: Arthur Leitis Junior - CRB 9/1548

TERMO DE APROVAÇÃO

Denise Alessandra Monteiro Machado

PROVENIÊNCIA DE SEDIMENTOS DA BACIA DE CURITIBA POR ESTUDO DE MINERAIS PESADOS

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. A comissão julgadora foi formada por:



Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho - USP



Prof^a. Dr^a. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos - UFPR



Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes - UFPR
Presidente

Curitiba, 27 de maio de 2009.

**À minha família,
sempre presente em minhas conquistas.**

RESUMO

A Bacia de Curitiba situa-se na porção centro-sul do primeiro planalto paranaense. Inclui a cidade homônima e parte da maioria dos municípios da região metropolitana. É uma bacia terciária alongada na direção ENE, de origem tectônica, pertencente ao Sistema de Riftes Cenozóicos do Sul e Sudeste do Brasil. Com área de 3.000 km², seu preenchimento sedimentar compreende principalmente sedimentos lamosos e arenosos arcossianos da Formação Guabirotuba. Dentre as bacias que integram o Sistema de Riftes Cenozóicos do Sul e Sudeste do Brasil, a Bacia de Curitiba é a menos estudada em detalhe. Até o presente não há registros de estudos de proveniência de sedimentos com base em análise de minerais pesados, cujos resultados são aqui apresentados. Foram analisados minerais pesados transparentes, não micáceos e não magnéticos da fração granulométrica 3-4φ (0,125-0,062mm), separados com uso de bromofórmio ($d = 2,89 \text{ g/cm}^3$) e ímã de mão. A determinação foi feita com montagens permanentes de grãos, com bálsamo do Canadá ($n = 1,53$), analisadas com microscópio óptico de luz polarizada. A assembléia mineralógica encontrada mostra predomínio de grãos euédricos a subédricos de zircão, incolores a subordinadamente róseos e metamícticos. Os grãos mais freqüentes são turmalina, rutilo, epidoto, estauroлита, cianita e sillimanita. A variedade nas formas dos grãos de zircão, suas cores, presença de zoneamento e inclusões, sugerem diversidade de rochas como fonte para os sedimentos analisados. Medidas de paleocorrentes associadas ao estudo das assembléias minerais sugerem duas associações distintas. A primeira, denominada Alto Zircão, é de contribuição ígnea relacionada possivelmente a granitos da Província Graciosa, a leste/ sudeste e secundariamente das rochas granito-gnaisses do Complexo Atuba. A segunda associação de minerais pesados denominada Baixo Zircão, indica proveniência de rochas metamórficas de médio a alto grau relacionadas a rochas do Complexo Atuba a oeste/sudoeste e Grupo Açungui principalmente a norte e noroeste. Os dados de observação das associações minerais e resultados das principais tendências de fluxos de sedimentos indicam que as principais áreas-fonte dos sedimentos da Formação Guabirotuba são, portanto, a Província Graciosa, o Complexo Atuba e o Grupo Açungui.

Palavras-chave: Bacia de Curitiba, minerais pesados, proveniência

ABSTRACT

The Curitiba Basin is on the centre-south of the metropolitan zone of Curitiba. It is a tertiary basin, lengthy at ENE, with tectonic origin, which belongs to the Cenozoic system of continental rift of the Brazil's south and southeast. With 3,000 km² of area, its sedimentary infilling includes mainly clay, silt, and arcossian sand of the Guabirotuba Formation. From among the basins that integrate the continental rift system is the less studied. Until the present, there is not infilled search of the provenance of the sediments based on heavy minerals analysis, which preliminary results is showed here. It were analysed the heavy diamagnetic minerals colourless of the granulometric fraction 3-4 ϕ (0.125-0.062mm), separated by bromoform ($d = 2.89 \text{ g/cm}^3$) and manual magnet. The determination was made with thin sections permanent assembly of grains, with Canada's Balsam ($n = 1.53$), analysed with light polarized optic microscopic. The mineralogical assemblage founded shows predominance of zircon euhedrics - subhedrics grains, often with inclusions. These grains are colourless at pale rose and rarely metamictic. The variety on habits of the zircon grains, the colours and inclusions show diversity of source areas for provenance of these sediments. Measures of paleocurrents associated with the study of mineral assemblages suggest two distinct associations. The first, called High Zircon indicates contribution possibly related igneous granites of the Graciosa Province, east / southeast and secondarily from granite-gnaisses of Atuba Complex. The second association of heavy minerals, called Low Zircon indicates origin from metamorphic rocks of medium to high grade related to the Atuba Complex of west / southwest and Açungui Group mainly from north and northwest. Data from observation of mineral associations and outcome of major trends in flows of sediments indicated that the main source areas of the Guabirotuba Formation sediments are Graciosa Province, the Atuba Complex and Açungui Group.

Keywords: Curitiba Basin, heavy minerals, provenance

AGRADECIMENTOS

Agradeço e consagro a Deus todo este trabalho. A Ele a glória, o louvor e o domínio de toda esta caminhada.

Aos colegas do Departamento de Geologia da UFPR, Lincoln Lopes, Cristiane Dutra, Júlia Lemos e Fabio de Lima, Paola V. C. Cunha por toda ajuda, acompanhamento e discussões, troca de experiências e auxílios experimentais.

À minha filha Thabata pela paciência e ajuda em alguns procedimentos de laboratório.

Ao Laboratório de Sedimentologia do IGc-USP e ao Prof. Dr. Paulo Fonseca Giannini, pelo aprendizado na separação de minerais pesados.

À Fundação Araucária pelo apoio financeiro aos trabalhos de campo (projeto Potencial de utilização de argilas da Bacia de Curitiba e região de Castro – Piraí do Sul – Pote, convênio 042/protocolo 6337).

Ao LabESed - Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar do Departamento de Geologia da UFPR e ao técnico Daniel Paredes pelo suporte nas análises laboratoriais e de microscopia óptica.

Àqueles que me possibilitaram a construção do conhecimento, acreditando e confiando em mim. Meus agradecimentos especiais ao meu orientador, Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes pela sua excelente orientação nesta pesquisa. Não só por ter me ensinado tantas coisas, mas por ter caminhado este percurso junto comigo. Às minhas co-orientadoras, Profa Dra Ana Maria Góes e Profa Dra Maria José Maluf de Mesquita pela co-orientação nesta pesquisa, toda paciência e boa vontade no treinamento de identificação dos minerais pesados, conhecimento do embasamento e discussão de paragêneses minerais.

E por último, porém não menos importante, aos meus queridos amigos de Joinville pelo apoio emocional e incentivo nesta jornada e à Andressa Viana de castro Cunha pela revisão do *abstract*.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro mediante bolsa de estudos.

Sumário

1 Introdução	1
1.1 Localização e caracterização da área de estudo	1
1.2 Proposição do tema e objetivos	1
2 Contexto regional	3
2.1 Contexto geológico.....	3
2.2 Geomorfologia.....	5
2.3 Evolução tectônica e sedimentação	7
2.4 O embasamento da bacia	8
2.5 Preenchimento da Bacia de Curitiba	13
2.6 Minerais.....	14
3 Revisão Bibliográfica.....	15
3.1 Histórico do estudo de minerais pesados.....	15
3.2 Caracterização dos minerais pesados	15
3.3 O estudo da proveniência de sedimentos	17
3.4 Limitações e cuidados na aplicação do método.....	17
3.4.1 Processos atuantes nos minerais pesados durante o processo de sedimentação	17
3.4.2 Dinâmica e transporte sedimentares	18
3.4.3 Estabilidade dos minerais pesados	19
4 Métodos e materiais	21
4.1 Trabalhos de campo.....	21
4.2 Trabalhos de laboratório	21
4.2.1 Análise granulométrica	21
4.2.2 Separação de minerais pesados	22
4.2.3 Confeção das lâminas, identificação e contagem dos grãos	24
5 Resultados	26
5.1 Resultados de campo.....	26
5.1.1 Geologia da área de estudo	28
5.1 Resultados de análises granulométricas	32
5.2 Identificação dos minerais pesados	32
5.3.1 Zircão.....	37
5.3.2 Epidoto	37
5.3.3 Estaurolita.....	37
5.3.5 Rutilo	38
5.3.6 Sillimanita	38
5.3.7 Cianita	38
5.3.8 Granada.....	38
5.4 Índice de maturidade mineralógica, ZTR.....	41
5.5 Paleocorrentes	44
6 Discussão: proveniência dos sedimentos da Bacia de Curitiba	46
7 Conclusões	53
8 Referências bibliográficas	55

1 Introdução

1.1 Localização e caracterização da área de estudo

A Bacia de Curitiba localiza-se na porção centro-sul do Primeiro Planalto Paranaense, na região metropolitana de Curitiba. Estende-se pelos municípios de Curitiba, Pinhais, Piraquara, Quatro Barras, Campina Grande do Sul e Colombo, assim como em ocorrências isoladas nos municípios de Mandirituba, Almirante Tamandaré e Campo Magro. Situa-se entre as longitudes 49°00' e 49°30' a oeste do meridiano de Greenwich, e latitudes 25°15' e 25°45' a sul da linha do Equador. As principais vias que cruzam a área estudada são as rodovias federais Régis Bittencourt (BR 116), que liga Curitiba a São Paulo, a noroeste; a BR 376 que vindo do litoral catarinense atinge a capital paranaense pela região sudeste, passando por São José dos Pinhais; e a BR 277 que liga Curitiba ao litoral paranaense, a leste, e à Foz do Iguaçu, no extremo sudoeste do estado. Rodovias estaduais interligam Curitiba a Piraquara, pela PR 415; a Colombo, através da PR 417; e a Santa Felicidade e Campo Magro, por meio da PR 090. O acesso aos mais remotos e diferentes pontos, dentro da área estudada, é extremamente facilitado pelas inúmeras estradas municipais e ruas que interligam as mais distantes localidades ou povoados às sedes municipais.

1.2 Proposição do tema e objetivos

Dentre as bacias que integram o Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005), a Bacia de Curitiba é a mais carente de estudos de maior detalhe. Os mais recentes (SALAMUNI *et al.* 2004, ARCHELLA 2004) apontam a necessidade de definir melhor os depósitos, com base em análise e distribuição das associações de fácies, reconhecimento dos sistemas deposicionais e evolução sedimentar da bacia. Até o presente não há estudos divulgados de proveniência de sedimentos da bacia com base em análise de minerais pesados. Tal estudo, associado a informações sobre ambientes deposicionais e evolução sedimentar, em curso pelo projeto POTE (Potencial de utilização de argilas da Bacia de Curitiba e região de Castro – Piraí do Sul - POTE. Convênio Araucária 042/protocolo 6337), visou adicionar novos resultados ao conhecimento da evolução dos depósitos cenozóicos do sudeste/sul do país.

Outro aspecto que merece atenção é o fato de que a cidade de Curitiba

desenvolveu-se principalmente sobre a bacia sedimentar homônima. Melhor compreensão da distribuição das unidades sedimentares é fundamental para o correto planejamento do uso e ocupação do território, assim como da potencialidade e distribuição de águas subterrâneas e outros recursos naturais da região, tais como depósitos de argila.

O objetivo geral desta dissertação de mestrado foi a determinação das áreas de proveniência dos sedimentos na Bacia de Curitiba com ênfase em análise de minerais pesados.

Os objetivos específicos foram:

- a) identificar as espécies de minerais pesados transparentes que ocorrem nos sedimentos da área estudada,
- b) estimar a abundância relativa destes minerais pesados transparentes,
- c) caracterizar a distribuição espacial de associações de minerais pesados transparentes,
- d) associar tal distribuição com paleocorrentes e
- e) determinar prováveis áreas-fonte.

2 Contexto regional

2.1 Contexto geológico

A Bacia de Curitiba ocupa atualmente área de aproximadamente 3.000 km². Constitui depressão alongada de direção ENE, tem origem tectônica e é pertencente ao Sistema de Riftes Cenozóicos do Sul do Brasil, SRCSB (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). Seu embasamento é formado por rochas do Complexo Atuba, rochas graníticas da província Graciosa e rochas do Grupo Açungui.

O preenchimento sedimentar da bacia é constituído por depósitos arenosos, conglomeráticos e argilosos, com espessura máxima de até cerca de 80 m, na região central. Estes depósitos foram atribuídos a sistemas de leques aluviais coalescentes e rios entrelaçados efêmeros, nas bordas, passando a contextos deposicionais de menor energia, relacionados a processos de suspensão ou condições evaporíticas, no centro na bacia (BIGARELLA & SALAMUNI, 1962). Segundo estes autores, o preenchimento sedimentar da bacia é constituído de duas grandes unidades. A mais antiga, denominada Formação Guabirota, é formada principalmente por depósitos argilosos e arenosos arcóseos. A mais jovem corresponde a depósitos de planícies de inundação e baixos terraços holocênicos. A Formação Guabirota assenta-se diretamente sobre o embasamento. A maior parte está sobre o Complexo Atuba, e pequena parte está sobre o Grupo Açungui. É composta por associações de fácies predominantemente argilosas e silteicas, esverdeadas, com aumento de intercalações de areias e cascalhos em direção aos limites atuais da bacia. As intercalações de sedimentos mais grossos apresentam contatos interdigitados e abruptos, estes últimos associados frequentemente a feições de corte-e-preenchimento (paleocanais). Em geral, as unidades arenosas são sub-arcóseas a arcóseas, imaturas em termos texturais e mineralógicos. As intercalações rudáceas, mais comuns nas bordas noroeste e sudoeste são polimíticas, com predominância de seixos e blocos de quartzo e quartzito, subarredondados a subangulosos. Crostas duras carbonáticas (calcretes) ocorrem com discreta predominância nas partes ocidentais da bacia, sobretudo em unidades arenosas.

Os depósitos aluvionares holocênicos ocupam aproximadamente 20% da superfície da bacia, principalmente na planície do alto rio Iguaçu e seus afluentes. São constituídos

de areias finas a grossas e cascalhos, com matriz siltico-arenosa cujas prováveis áreas-fonte são os diferentes litotipos do Complexo Atuba, Grupo Açungui e Província Graciosa. ALMEIDA (1952), corroborando as idéias de MAACK (1947), admitiu idade pliocênica para as “camadas de Curitiba” por correlação com as “camadas de São Paulo”. BIGARELLA & SALAMUNI (1962) atribuíram provável idade plio-pleistocênica para os depósitos da Bacia de Curitiba, devido a sua disposição em relação à superfície de erosão de idade inferida, mas não descartaram a possibilidade de extensão desta idade até o “Terciário Médio”. BECKER (1982) considerou que a sedimentação da Formação Guabirota ocorreu no Plioceno Inferior. Segundo a autora, no Pleistoceno Inferior teria havido um retrabalhamento de parte daquela unidade, para depositar-se como Formação Tinguis. SALAMUNI *et al.* (1999) sugeriram, com base em palinomorfs de polens de angiospermas encontrados no centro-leste da bacia, que a deposição da Formação Guabirota iniciou-se *entre o Eomioceno e o Mesomioceno, com sua finalização no Mesopleistoceno* (quadro 1).

Quadro 1. Idades propostas para a deposição dos sedimentos da Formação Guabirota.

Autores	Ano	Idade estabelecida	Fundamentação
Maack	1947	Plioceno	Correlação das “camadas de Curitiba” com as “camadas de São Paulo”
Almeida	1952	Plioceno	
Bigarella & Salamuni	1962	Plio-pleistoceno	Disposição dos depósitos em relação à superfície de erosão de idade inferida
Salamuni <i>et al.</i>	1999	Início entre <i>Eomioceno</i> e <i>Mesomioceno</i> e finalização no <i>Mesopleistoceno</i>	Palinomorfs de polens de angiospermas

Segundo SALAMUNI *et al.* (1999) a sedimentação na Bacia de Curitiba foi controlada por modificações tectônicas importantes do seu substrato, assim como fatores climáticos já defendidos por autores anteriores (e.g. BIGARELLA & SALAMUNI, 1962; ALMEIDA, 1952). Tais atividades tectônicas, segundo SALAMUNI *et al.* (1999), determinaram inclusive a distribuição diferenciada de suas associações faciológicas.

A fase principal de sedimentação e preenchimento da calha da bacia foi concomitante a um clima seco intermeado por chuvas torrenciais. Deste processo, resultou a Superfície Curitiba, ou seja, uma superfície de aplainamento que teve seu período de maturidade no fim do *Oligomioceno* e início do Pleistoceno. Após esta época, talvez entre o *Neomioceno Superior* e o *Eopleistoceno Inferior*, ocorreram mudanças nas

condições paleoambientais locais. O clima tornou-se mais úmido, favorecendo o surgimento de vegetação mais robusta. Naquele período estariam ocorrendo modificações endógenas, a mudança na orientação do tensor principal de deformação regional encerrava um pulso tectônico extensional e iniciando outro. Blocos tectônicos sofreram ajuste em seu arranjo espacial e em seu posicionamento, por processos transpressionais. Estes ajustes proporcionaram abatimentos locais e um possível basculamento generalizado da bacia de nordeste para sudeste. Alternâncias climáticas ocorreram durante o Plioceno e o Pleistoceno. É possível que épocas de umidade tenham cedido lugar a outras semi-áridas e áridas.

A combinação destes processos proporcionou a instalação da rede de drenagem, marcando o início da bacia hidrográfica do alto rio Iguaçu. Os canais de drenagem atuaram no sentido de dissecar as porções mais profundas da bacia, mediante erosão a jusante.

2.2 Geomorfologia

O Primeiro Planalto Paranaense é classicamente definido como sendo uma zona de superfícies aplainadas entre a Serra do Mar e a “Escarpa Devoniana”. Os topos nivelados atuais deste compartimento seriam o resultado de elaboração da superfície de erosão recente desenvolvida sobre pretérita paisagem montanhosa. AB’SABER *et al.* (1961) reconheceram quatro superfícies erosivas de aplainamento para a região (figura 1), sendo o Paleoplano Pré-Devoniano, a superfície mais antiga, dedutível a partir do prolongamento hipotético da superfície do embasamento cristalino que jaz sob os depósitos da Formação Furnas (Bacia do Paraná). Esta superfície foi denominada, pelos autores, de “superfície fóssil”, em razão de a mesma poder ser detectada diretamente sob as camadas sedimentares. A segunda superfície de aplainamento, denominado de Superfície do Purunã, corresponde a um plano erosivo dedutível a partir do prolongamento hipotético de uma superfície ligando os topos das serras da Bocaina e da do Purunã, resultante dos sucessivos aplainamentos cretácico-eocênicos. A terceira superfície, a do Alto-Iguaçu, foi interpretada como um plano de erosão resultante do esculpimento do Primeiro Planalto Paranaense no nível da Formação Guabirotuba, pela rede de drenagem que compunha o Alto Iguaçu. Finalmente, a quarta superfície erosiva de aplainamento, denominada Superfície de Curitiba, foi identificada como o plano atual do sítio urbano de Curitiba, onde se depositaram os sedimentos cenozóicos da Formação

Guabirotuba.

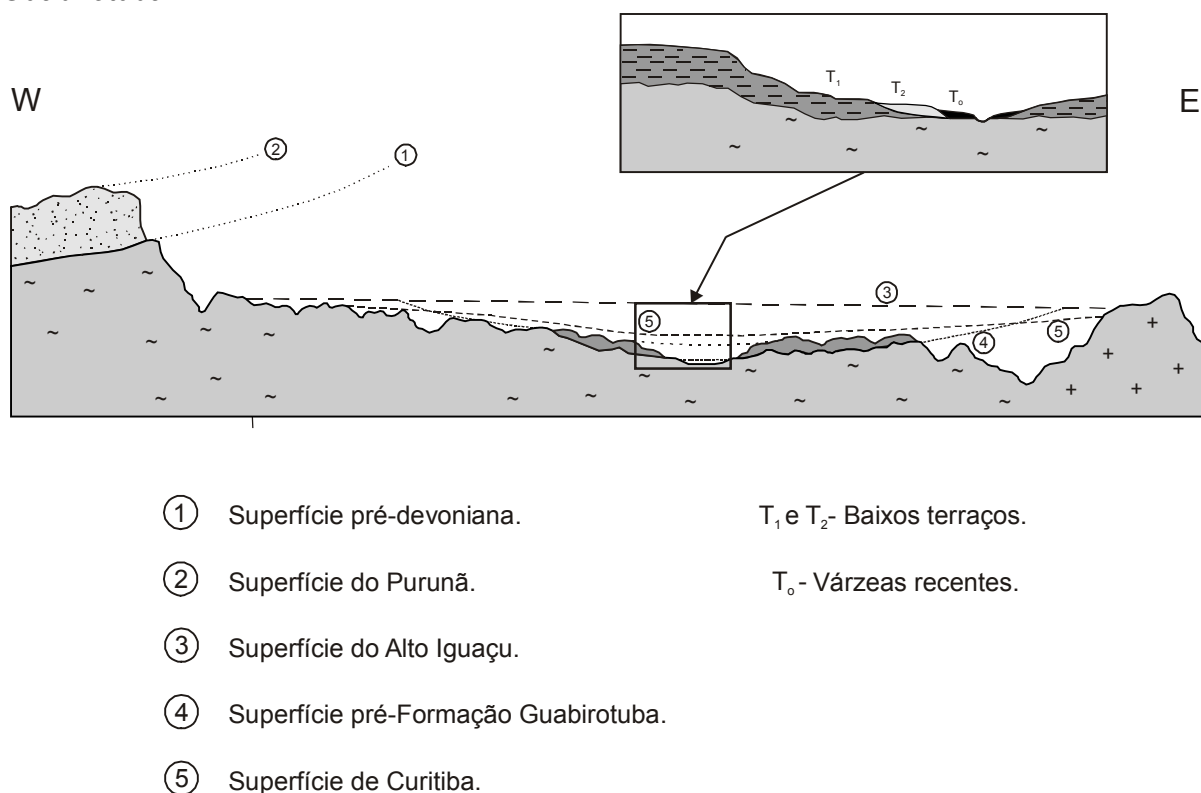


Figura 1. Superfícies de aplainamento e terraços da região de Curitiba. Modificado de AB' SABER *et al.* (1961).

A área estudada difere em suas características fisiográficas daquela verificada no restante do planalto. As altitudes médias predominantes na Bacia de Curitiba estão próximas de 905 metros. No Primeiro Planalto Paranaense ocorre um desnivelamento de cerca de 1.000 metros em relação à serra do Mar e de 250 m em relação à “escarpa Devoniana”.

Conforme MAACK (1981), o primeiro planalto divide-se em regiões particularmente típicas: a parte norte, de relevo mais movimentado e o planalto de Curitiba, mais aplainado. A porção norte é profundamente entalhada pelos tributários do rio Ribeira, sendo transformada numa paisagem de relevo dissecado, cujas cristas ainda se encontram no nível geral da zona de eversão do Primeiro Planalto.

O relevo entalhado em rochas do embasamento do pré-cambriano apresenta-se suavemente arredondado com vales em forma de “V”, bem abertos. Nas áreas cobertas por sedimentos da Bacia de Curitiba, a topografia é pouco acidentada. Apresenta poucas elevações, com vales bem abertos, onde as planícies aluviais são comuns. O principal

sistema de atual drenagem é o rio Iguaçu. As rochas de intrusões mesozóicas (diabásios e andesitos) sustentam elevações lineares de cristas secundárias, orientadas predominantemente na direção NW-SE (BIGARELLA & SALAMUNI 1962).

2.3 Evolução tectônica e sedimentação

O arcabouço estrutural da Bacia de Curitiba faz parte de contexto mais amplo, relacionado com a gênese e evolução de toda a margem continental do sudeste do Brasil. Para sua melhor compreensão, esta bacia deve ser analisada no contexto regional das bacias sedimentares terciárias do sudeste, tais como São Paulo (SP), Taubaté (SP), Resende (RJ) e Volta Redonda (RJ). Este conjunto de bacias que ocupa depressões geograficamente alinhadas segundo a direção geral E-NE foi denominado por ALMEIDA (1976) de “Sistema de Rift da Serra do Mar”, o qual está inserido em área soerguida junto à costa, que se estende desde o paralelo 28° S até o paralelo 22° S. ASMUS & FERRARI (1978) chamaram a atenção para a localização restrita e única deste tectonismo cenozóico ao longo de toda a margem continental e da área emersa adjacente.

A origem do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil está intimamente ligada ao processo de abertura do Atlântico Sul. Todavia, a defasagem de idade entre os depósitos da margem continental sudeste brasileira e as bacias continentais adjacentes suscitaram dúvidas quanto ao seu mecanismo evolutivo. A hipótese de uma origem tectônica para a Bacia de Curitiba já fora sugerida por MAACK (1947), embora desmembrada do contexto evolutivo regional em que outros autores vieram a propor, como por exemplo, BIGARELLA & SALAMUNI (1962). Estes últimos, em face da existência de inúmeras falhas de pequeno rejeito junto à borda oeste da bacia, admitiam existência de atividades tectônicas no preenchimento sedimentar da bacia. Destacaram, porém, o papel fundamental das mudanças climáticas como agente modificador da capacidade de geração e transporte de material detrítico.

SALAMUNI *et al.* (2004) propuseram que a análise morfométrica da rede de drenagem indica controle tectônico nos processos morfogenéticos. Segundo os autores, uma característica morfoestrutural saliente é a inclinação mais acentuada da margem norte-noroeste do alto rio Iguaçu em relação à margem sul-sudeste, morfologia relacionada à falha Alto Iguaçu, responsável pela deformação da bacia sedimentar de Curitiba e pelo encaixe da calha do alto rio Iguaçu. Esta falha esteve ativa durante e após o Pleistoceno, refletindo a atividade neotectônica mais recente.

2.4 O embasamento da bacia

O embasamento da Bacia de Curitiba compreende: a) Complexo Atuba (MELLO *et al.* 1985; SIGA Jr. *et al.* 1995, SALAMUNI *et al.* 1999), b) Grupo Açungui (FIORI *et al.* 1987) e c) Província Graciosa (GUALDA & VLACH 2005).

O Complexo Atuba pode ser dividido em: granito-gnaisses, anfibolitos, xistos e quartzitos. Os granito-gnaisses têm composição predominantemente granodiorítica. São as rochas do embasamento mais freqüentes, ocorrem a sul-sudoeste e no contato com rochas do Grupo Açungui, a norte-noroeste da Bacia de Curitiba (figura 3). O intemperismo destas rochas cria um regolito arenoso ou areno-siltoso, rico em quartzo e feldspato, que pode ser confundido com depósitos arcossianos da Formação Guabirotuba. Tais regolitos constituíram, em parte, a fonte das areias arcossianas da bacia (SALAMUNI *et al.* 1999). Os anfibolitos ocorrem a oeste e leste-sudeste da Bacia de Curitiba (figura 3). Estão intercalados a metaultrabásitos. A alteração dos anfibolitos gera manto intempérico de coloração ocre a amarelo-esbranquiçada, com freqüentes relictos da rocha sã, subesféricos e centimétricos.

Os xistos aluminosos localizam-se principalmente a sudoeste da bacia (figura 3). Compreendem biotita quartzo xistos, sillimanita granada xistos e quartzitos, por vezes interdigitados com paragneisses (SALAMUNI *et al.* 1999). A alteração destas rochas produz material siltico-arenoso, ou exclusivamente arenoso.

Quanto à composição mineralógica dos litotipos do Complexo Atuba pode-se destacar plagioclásio (andesita-labradorita, albita-oligoclásio), K-feldspato (microclínio), quartzo, hornblenda (verde oliva), piroxênio (diopsídio, hiperstênio), granada, biotita e clorita. Os minerais acessórios comuns são allanita, titanita, zircão, apatita e opacos. Como produtos de alteração epidoto e carbonato. Um retrometamorfismo em grau baixo é sugerido pela presença de clorita, zoizita e epidoto (SIGA JR 1995).

As características litológicas e estruturais do Complexo Atuba podem ser observadas em diversas pedreiras, tais como as do Atuba, Paulo Leminski e Roça Grande (SALAMUNI *et al.* 1999). A idade atribuída a estas rochas é proterozóica inferior, com idades Rb-Sr distribuídas no intervalo 1826 ± 96 Ma e U-Pb em zircões próximas de 2095 ± 5 Ma (SIGA JR 1995). As análises U/Pb em zircão indicam ainda rejuvenescimento isotópico no fim do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico.

O Grupo Açungui pode ser dividido (FIORI *et al.* 1987, figura 3) em Formações Votuverava, Capiru e Itaiacoca. Na área de estudo ocorre apenas a Formação Capiru, que

aflora a norte e a noroeste da Bacia de Curitiba. Esta unidade, de idade neoproterozóica, apresenta grau metamórfico baixo, da fácies xisto verde, zona da clorita a biotita. Compreende metacalcários, metassiltitos, quartzitos e metaconglomerados. FASSBINDER (1996) considera a Formação Água Clara como base do Grupo Açungui, porém com metamorfismo mais intenso que as unidades Votuverava, Capiçu e Itaiacoca. Estas rochas estão em contato tectônico com aquelas mais antigas do embasamento, ora por falhas de cavalgamento, ora por falhas transcorrentes, possíveis reativações de zonas de fraqueza pré-existent (FIORI 1992). O Grupo Açungui apresenta, de modo geral, grande homogeneidade na composição mineralógica, tendo os carbonatos como constituintes principais com predomínio absoluto de calcita e dolomita. Como constituintes menores aparecem quartzo, clorita, mica branca, biotita, tremolita, talco, pirita, forsterita e diopsídio (FIORI 1992).

A leste-sudeste, o embasamento da Bacia de Curitiba é constituído por rochas graníticas da Província Graciosa (Figura 3, GUALDA & VLACH, 2005), anteriormente denominada Suíte Granítica Serra do Mar (KAUL, 1984). Inclui algumas das mais expressivas ocorrências de granitos e sienitos alcalinos com associação aluminosa do sul do Brasil. Os corpos graníticos são distribuídos segundo arco subparalelo à costa, ao longo da escarpa Serra do Mar, que compreende parte nordeste do estado de Santa Catarina até a porção sudeste do Estado de São Paulo (GUALDA & VLACH, 2005). Cinco corpos independentes foram reconhecidos pelos autores. Marumbi, Anhangava, Capivari, Órgãos e Farinha Seca (figura 2). Os corpos são elípticos com orientação N-NE-S-SW. Quanto à sua composição, duas associações podem ser reconhecidas: uma associação alcalina, que inclui álcali-feldspato granitos e sienitos hipersolvus, peralcalinos a metaluminosos (Anhangava, Farinha Seca, Órgãos), e uma associação aluminosa composta por granitos subsolvus metaluminosos a marginalmente peraluminosos (Capivari, Órgãos, Anhangava e Marumbi). As idades relativas da Província Graciosa variam de 520–600 Ma, Rb-Sr em rocha total (SIGA JR *et al.* 1995, KAUL & CORDANI 2000), ou 615–570 Ma, U/Pb em zircão (SIGA JR *et al.* 1995, CORDANI *et al.* 2000).

O Granito Anhangava, situado na porção mais ocidental da Província Graciosa, é constituído por biotita granito e quartzo granito. O regolito é rapidamente removido, caracterizando este granito como uma possível área-fonte dos sedimentos que preencheram a Bacia de Curitiba (SALAMUNI *et al.* 1999). Apresenta estrutura maciça, rosa pálido e tem granulação média a grossa. Seu manto de intemperismo pode chegar a

10 m nas áreas mais planas, nas faldas da serra.

A composição mineralógica da Província Graciosa é, de modo geral, anfibólitos de cálcio e sódio, biotita, clinopiroxênio, olivina, quartzo. Os minerais acessórios presentes são zircão euédrico, apatita, allanita, fluorita, minerais opacos (ilmenita e magnetita), chevkinita-pirrierita e plagioclásio.

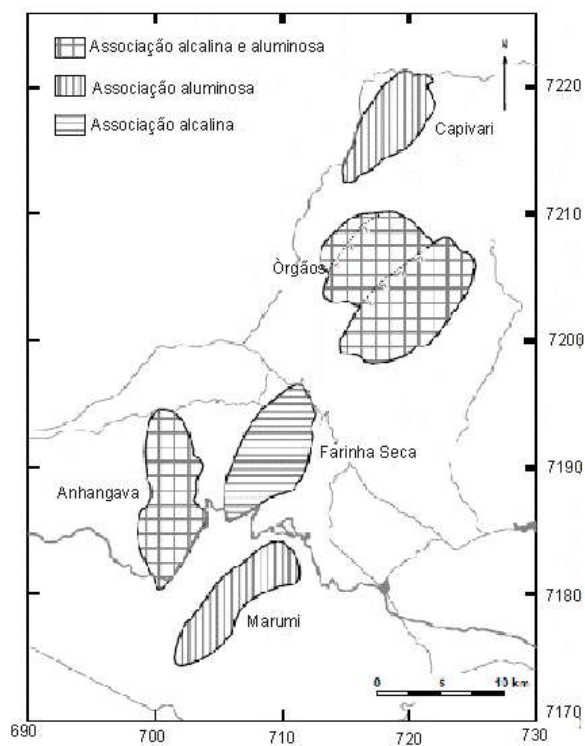


Figura 2. Os corpos graníticos da Província Graciosa. Traduzido de GUALDA & VLACH (2005).

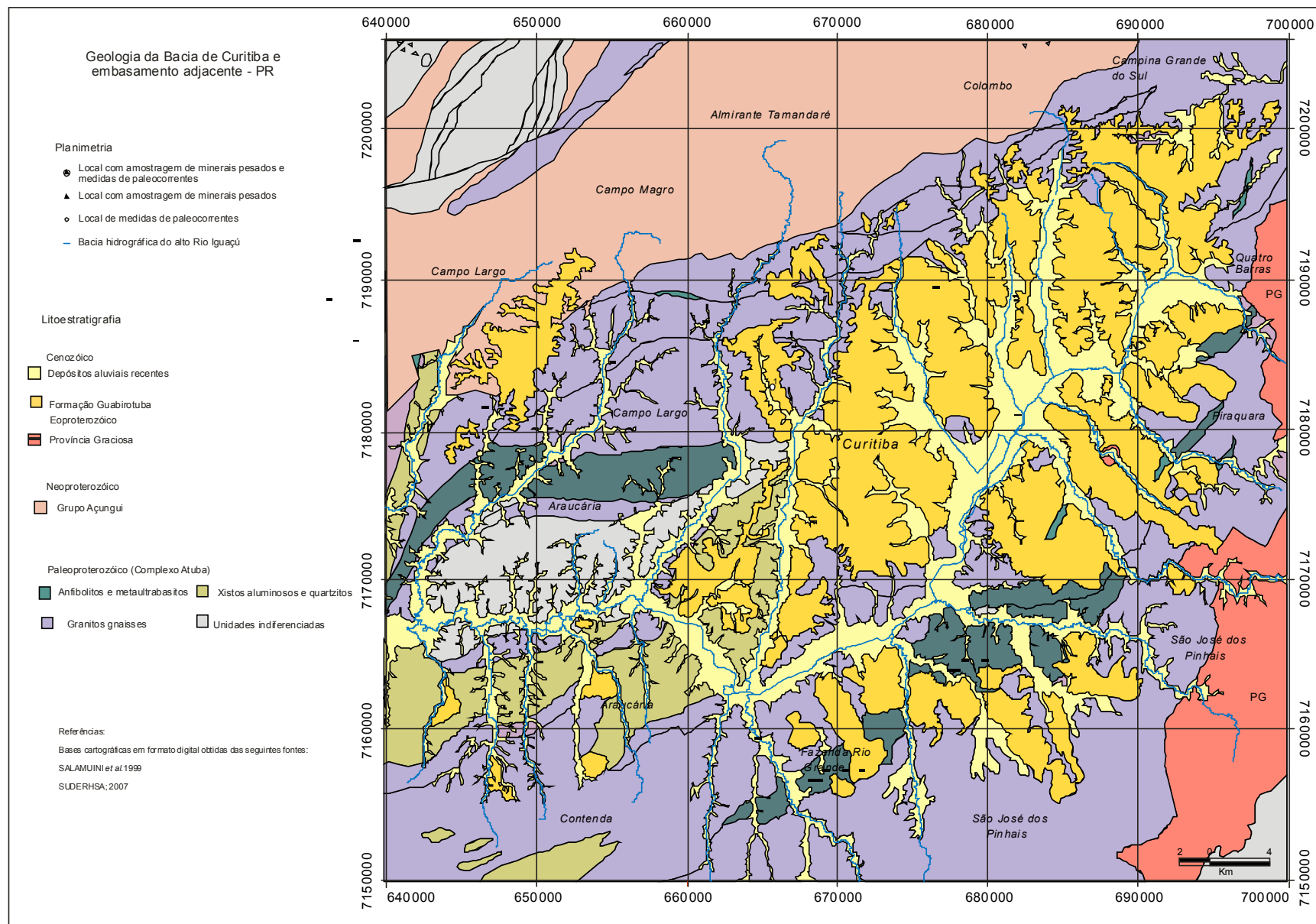


Figura 3. Limites da Bacia de Curitiba e principais unidades do embasamento adjacente. Modificado de Salamuni (1999).

O quadro quadro 2 sintetiza a estratigrafia regional adotada nesta pesquisa.

Quadro 2. Estratigrafia regional da Bacia de Curitiba e embasamento adjacente.

Eon	Era	Período	Época	Unidade Litoestratigráfica	Constituição
Fanerozóico		Quaternário	Holoceno	Depósitos colúvio-aluvionares	areias mal selecionadas, argilosas
		Terciário	Plioceno Mioceno	Formação Guabirota	argilas, areias arcossianas, cascalhos, calcretes
	Paleozóico	Cambriano		Província Graciosa (Granitos Capivari, Órgãos, Farinha Seca, Marumbi e Anhangava)	granitos e sienitos alcalinos (anfíbólio de Ca e Na, plagioclásio biotita, titanita, zircão, allanita, olivina, quartzo, fluorita, chevkinita – perrierita, ilmenita e magnetita)
Proterozóico	Neoproterozóico			Grupo Açungui (Formações Capiru, Votuverava e Itaiacoca)	metacalcários, metapelitos, quartzitos e metaconglomerados
					(calcita, dolomita, quartzo, clorita, mica, biotita, tremolita, pirita, diopsídio, forsterita, talco)
	Paleoproterozóico			Complexo Atuba	granito-gnaisses, anfibolitos e metaultrabásitos, xistos aluminosos, paragneisses e quartzitos (plagioclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda, piroxênio, granada, biotita e clorita, epidoto, zoizita, allanita, titanita, zircão, apatita)

(Fontes: Bigarella & Salamuni 1962; Fiori, 1990; Salamuni 1991, Salamuni *et al.* 1999; Siga Jr. *et al.* 1995; Gualda & Vlach 2005.)

2.5 Preenchimento da Bacia de Curitiba

BIGARELLA & SALAMUNI (1962) estabeleceram as bases do conhecimento atual dos sedimentos da Bacia de Curitiba, quanto à interpretação do ambiente deposicional e de suas propriedades texturais e mineralógicas. Os depósitos foram divididos em: de várzea, e depósitos mais antigos, considerados pleistocênicos por aqueles autores. Para os últimos, propuseram a denominação “Formação Guabirota”, por apresentarem as melhores exposições no bairro homônimo. Esta unidade corresponde à deposição mais antiga, ligada ao preenchimento da bacia. Em sua definição original, a Formação Guabirota foi considerada como constituída por depósitos de leques aluviais e fluviais, ou ainda, possivelmente, de “*playa*”, cuja espessura máxima raramente ultrapassaria 60 metros. Segundo aqueles autores a deposição da unidade ocorreu em clima semi-árido, num ambiente de extensos leques aluviais coalescentes, marcados por canais “divagantes” de dimensões variadas e atividade periódica. As lentes de arcósios (cunhas arenosas, areno-argilosas e conglomeráticas) dispersas nos sedimentos argilosos (“puros”, siltosos, arenosos a seixosos) formam associações de fácies do preenchimento de canais episódicos. Os autores interpretam as maiores espessuras de sedimentos argilosos presentes nas partes mais centrais da bacia, nas como porções distais de corridas de lama, depositadas nas maiores depressões, num ambiente “*playa-lacustre*”. Observa-se uma tendência no espessamento dos sedimentos de sudoeste para nordeste atribuída pelos autores ao soerguimento de uma plataforma triangular a sudeste da área, a qual estaria delimitada por duas falhas principais. Uma de direção SSW-NNE e outra de direção, aproximadamente, E-W. Segundo estudos de BIGARELLA & SALAMUNI (1962); BECKER (1982), o preenchimento da Bacia de Curitiba pode ser dividida em três unidades distintas por critérios geomorfológicos:

1- Formação Guabirota, unidade inferior constituída de depósitos gerados durante a elaboração da superfície do Alto Iguaçu;

2- Formação Tinguis, unidade superior separada da anterior por uma discordância erosiva irregular e depositada durante épocas de semi-aridez, sendo composta por sedimentos arenosos, arcóseos e siltico-argilosos de retrabalhamento da Formação Guabirota, em clima semi-árido. Assim, a cor cinza-esverdeada caracterizaria a unidade inferior e a avermelhada seria típica da unidade superior;

3 - Sedimentos mais recentes de depósitos das planícies de inundação e baixos terraços dos rios atuais formam as várzeas holocênicas. Estes sedimentos quaternários

apresentam-se totalmente inconsolidados, originados e retrabalhados pela ação fluvial do rio Iguaçu e seus principais afluentes. São formados por argilas, argilas turfosas, siltes e areias finas a grossas. Estão sobrepostos aos sedimentos pleistocênicos e são encontrados ao longo dos leitos dos cursos de água. Segundo BIGARELLA & SALAMUNI (1962), grande parte dos sedimentos que constituem a Formação Guabirota foram originadas a partir da decomposição química das rochas pré-cambrianas em clima úmido, porém transportados e depositados em condições semi-áridas. Ocorrem as fácies sedimentares: argilas, argilas arenosas, areias grossas e conglomerados (SALAMUNI 1999). PERICO (2007) definiu duas acumulações de material formadas após a deposição:

- Crostas limoníticas geralmente com poucos centímetros de espessura, ocorrendo tanto em sedimentos arenosos como em argilosos;
- Crostas carbonáticas e intervalos cimentados/nodulares (calcretes) em sedimentos arenosos às vezes com estratificação plano-paralela incipiente. Cada intervalo apresenta, em geral, cerca de 20 cm de espessura e ocorre intercalado entre camadas de silte.

2.6 Mineralogia dos sedimentos

Os sedimentos silte-arenosos da bacia foram classificados (ARCHELA, 2004) como desde maduros, com predominância quase total de quartzo, até imaturos, quando as porcentagens de feldspato ultrapassaram 50%. A ocorrência de quantidades mais altas de feldspato sugere ter havido pouco intemperismo químico na fonte e no transporte. Assim como o ambiente deposicional e/ou processos de rápido soterramento, associados a atividades tectônicas e sedimentares.

Segundo COUTINHO (1986) os calcretes encontrados na Bacia de Curitiba apresentam alta razão de neodímio em relação ao de lantânio, além da riqueza em samário e praseodímio e ausência de cério. A princípio este mineral foi chamado de “Lantanita de Curitiba” sendo posteriormente renomeado “Coutinita” por FUJIMORI (1981); SVISERO & MASCARENHAS (1981), em homenagem ao seu descobridor. Segundo aquele autor, os elementos terras-raras poderiam ter sido liberados pela dissolução de minerais pesados encontrados nos sedimentos e no embasamento metamórfico e pegmatítico ou ainda poderiam ter sido arrastados por lixiviação de matéria orgânica.

3 Revisão Bibliográfica

3.1 Histórico do estudo de minerais pesados

Os primeiros estudos utilizando minerais pesados com o objetivo de determinar proveniência de sedimentos foram efetuados no final do século XIX. Contudo, até ao início do século XX, o estudo da composição mineralógica dos sedimentos era feito, essencialmente, do ponto de vista qualitativo. EDELMEAN (1933; *apud* SCHÜTTENHELM & LABAN, 2004) realizou estudos baseados no exame sistemático da distribuição dos minerais. Este autor introduziu o conceito de "*província sedimentar*" para designar o conjunto de sedimentos que possuem a mesma idade de formação, a mesma origem e a mesma distribuição. Nas décadas de 50 e 60 do século passado, a escola francesa desenvolveu consideravelmente esta linha de investigação, tendo conseguido assinalável êxito na utilização das diferentes espécies ou variedades de espécies como indicadores de origem e traçadores do transporte sedimentar. Foi, no entanto, a escola norte-americana que desenvolveu, sobretudo após a II Guerra Mundial, o estudo do comportamento hidrodinâmico dos diferentes grãos de minerais pesados presentes em diferentes ambientes sedimentares atuais, linha esta iniciada com o trabalho de RUBEY (1933). O autor concluiu que a separação seletiva das partículas é tanto mais eficaz quanto maior for o contraste existente entre os valores da velocidade de sedimentação, da velocidade de corte crítica ou da tensão de corte crítica. O modo como os grãos são transportados (tração ou suspensão) assim como a natureza da área-fonte e fatores paleoclimáticos determinam qual ou quais das grandezas referidas são preponderantes no processo de seleção. Tais constatações tornaram possível interpretar a distribuição das diferentes espécies mineralógicas com base na ação dos diferentes processos e produtos sedimentares.

3.2 Caracterização dos minerais pesados

Os minerais pesados são assim denominados em razão de sua maior densidade em relação aos minerais comuns. O peso específico destes minerais é maior que do feldspato e do quartzo, cujos valores são de aproximadamente 2,6 g/cm³. Minerais pesados constituem cerca de 0,5 a 1% dos sedimentos terrígenos. São oriundos de rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares. Seus pesos específicos são maiores que 2,85 g/cm³ e formam, em geral, constituintes menores ou minerais acessórios das rochas

mais comuns. A quantidade dos minerais pesados em um determinado depósito depende da sua abundância na área fonte, da intensidade do processo de transporte, sua resistência ao intemperismo químico e físico, à abrasão, a sua segregação diferenciada devido a diferenças na densidade e forma. Os minerais pesados são reconhecidamente importantes indicadores de processos sedimentares, uma vez que a sua presença em determinados depósitos, sejam continentais, costeiros ou marinhos, dão indícios da intensidade e a duração do transporte sedimentar. Por isso, a dispersão do material detrítico proveniente do intemperismo e erosão das rochas pode ser avaliada analisando-se conjuntos de minerais pesados. O volume de minerais pesados nos sedimentos depende diretamente da rocha-fonte, intemperismo e processos de transporte. Tais parâmetros podem ser utilizados em pesquisa de prospecção mineral.

A importância do estudo de minerais pesados, portanto, provém da sua aplicabilidade nos estudos e na interpretação dos resultados em vários aspectos relacionados à Sedimentologia, Estratigrafia, Análise Ambiental e Geologia Econômica.

Na Sedimentologia, seu estudo constitui recurso para a caracterização dos processos sedimentares de transporte, velocidade de fluxo hidráulico, erosão e deposição, parâmetros estes que auxiliam na discussão de ambientes sedimentares. As concentrações de minerais pesados muito úteis em estudos de proveniência, pois indicam, por sua composição mineralógica e texturas, as rochas-fonte (KRUMBEIN & PETTIJOHN, 1938; KRUMBEIN & SLOSS, 1956; FEO-CODECIDO, 1956; PETTIJOHN, 1957). A sua distribuição permite identificar sentidos preferenciais de transporte sedimentar e, portanto, a dispersão dos sedimentos (TOMAZELLI, 1978; MEZZADRI & SACCANI, 1989; CALLIARI *et al*, 1990).

Diferentes concentrações de minerais pesados podem indicar períodos de tempo nos quais os processos sedimentares manifestaram-se com intensidades distintas, além da disponibilidade na fonte e intemperismo, refletindo quantidades de energia ambiental variáveis, constituindo uma excelente ferramenta para a reconstituição de paleoambientes, paleoclimas e paleogeografia (FEO-CODECIDO, 1956; ALLEN, 1972; TOMAZELLI, 1978). Desta forma, através da concentração de minerais pesados, pode-se inferir a respeito de antigos ambientes fluviais, cujos sedimentos foram retrabalhados pela exposição aérea ou subaquosa ou ainda sobre os estágios de erosão ou preservação de praias, dependendo do regime hidráulico a que estes ambientes foram submetidos nos últimos episódios geológicos.

Análises de minerais pesados são amplamente utilizadas como ferramenta de correlações estratigráficas em seqüências arenosas com ausência de controle bioestratigráfico (e.g. WEISSBROD & NACHMIAS 1986, MORTON 1984, MORTON & HURST 1995, MANGE & MAURER 1992).

3.3 O estudo da proveniência de sedimentos

Grande parte dos minerais pesados possui paragénese específica que fornece importantes informações sobre tipos de rochas-fonte (MORTON & HALLSWORTH 1994). Minerais como epidoto, estaurolita, cianita, granada e andalusita são de origem predominantemente metamórfica; Ilmenita, magnetita, zircão, rutilo, turmalina e hornblenda são minerais que se formam tanto em rochas metamórficas, como em ígneas. Augita e hiperstênio formam-se principalmente em rochas ígneas básicas. Zircão, turmalina e rutilo são minerais que, devido a maior resistência à abrasão e aos ataques químicos, são comumente encontrados em depósitos detríticos sedimentares, sendo suas fontes primárias rochas ígneas e metamórficas. O objetivo dos estudos de proveniência é reconstruir e interpretar a história de um depósito sedimentar desde o intemperismo de uma rocha na área-fonte até soterramento final de seus detritos. Isto é, desvendar a origem do depósito sedimentar sob investigação. Na Petrologia Sedimentar o termo proveniência tem sido utilizado para englobar os fatores relacionados à formação do depósito sedimentar, especificamente com referência à composição da rocha-fonte. A fisiografia da área-fonte, assim como estudos de paleocorrentes e a utilização de novas técnicas (por exemplo, química mineral) têm estendido o alcance dos estudos de proveniência (PETTIJOHN *et al.* 1973; e.g. COUTINHO & COIMBRA, 1974a; 1974b; COIMBRA 1976. GIANNINI *et al.* 1997, 2004). Com tais ferramentas é possível obter mais precisamente a origem, reconstrução e correlação sedimentares abrindo novas áreas nas quais os dados de proveniência podem contribuir. Os dados de proveniência podem contribuir, segundo os autores anteriormente citados, com estudos de reconstrução paleogeográfica e análise de sistemas deposicionais, implicações climáticas em rochas sedimentares, reciclagem sedimentar e evolução da crosta.

3.4 Limitações e cuidados na aplicação do método

3.4.1 Processos atuantes nos minerais pesados durante o processo de sedimentação

A distribuição dos minerais pesados em depósitos sedimentares não é determinada apenas pela paleogeografia e tipo de rocha existente na área-fonte. Em virtude de uma série de fatores que atuam durante o processo sedimentar, tais como intemperismo químico, comportamento hidráulico no transporte e diagênese, as assembléias de minerais pesados passam por modificações de composição que dificultam as interpretações de proveniência (MORTON 1984, MANGE & MAURER 1992, MORTON & HALLSWORTH 1999).

Para minimizar o efeito destes processos são utilizados recursos adicionais. Um deles é o estudo de variedades de uma mesma espécie mineral. Algumas propriedades ópticas como cor e forma, bem como características do retículo cristalino, qualitativamente, servem como indicador petrológico (KRYNINE 1946, LIHOU & MANGE-RAJETZKY 1996). Considera-se assim que diferentes composições na mesma espécie mineral podem refletir, portanto, variações de procedência.

3.4.2 Dinâmica e transporte sedimentares

As concentrações de minerais pesados refletem vários fatores e processos atuantes. Existem aqueles que, apesar de ocorrerem em pequenas quantidades na rocha-fonte, tendem a se enriquecer em quantidade relativa ao sedimento pela sua alta resistência (por exemplo, zircão, turmalina, rutilo) resultando em concentrações de elevada maturidade mineralógica. Outros podem ser abundantes na fonte, mas devido à sua instabilidade e fragilidade vão sendo decompostos física e quimicamente com maior rapidez, e eliminados na direção do transporte (como por exemplo, os anfibólios, piroxênios e olivinas).

Os minerais pesados são hidraulicamente equivalentes a grãos de minerais leves de tamanho maior (RUBEY, 1933). Em consequência disso, a suíte de minerais pesados pode variar composicionalmente quando varia o tamanho dos grãos das classes granulométricas analisadas. Os grãos de quartzo associados aos minerais pesados durante o transporte aquoso possuem diâmetros de 0,5 a 1 ϕ maiores que os últimos. Esta associação de fragmentos de diferentes diâmetros, em decorrência de seus pesos específicos, é conhecida como *razão hidráulica*. Varia em função das espécies minerais envolvidas. A razão hidráulica depende ainda da forma, tamanho original dos grãos minerais na rocha matriz e da natureza do meio de transporte e sedimentação. A forma é muito importante quando comparamos minerais pesados de densidades

aproximadamente iguais. Minerais de esfericidade menor e menor peso específico, são carregados para mais longe que os mais esféricos e mais densos, apesar de seus diâmetros serem similares. Isto modifica as relações entre as frequências das diferentes espécies mineralógicas, quando comparadas com a original. A velocidade de sedimentação não é a única grandeza física a determinar os grãos presentes num depósito sedimentar. Na prática, os diferentes grãos minerais que constituem o mesmo depósito não têm, de fato, velocidades de sedimentação iguais. Em função disso, deve-se considerar a possibilidade de explicar a equivalência entre comportamentos de diferentes grãos sem ser com base exclusiva na velocidade de sedimentação. É necessário então, além desta, considerar a velocidade de tração. Apesar dos minerais pesados possuírem densidades elevadas quando comparadas às do quartzo e feldspato, eles também podem ser transportados em suspensão. Quando estes minerais encontram-se na coluna da água a forma prismática alongada oferece maior superfície de contato com a água, reduzindo a velocidade de deposição (de acordo com VANZ, 1996). Quanto mais tempo esses minerais permanecem na em suspensão, maior será o tempo em que os grãos são transportados. O fator forma influencia na velocidade de sedimentação, que apresenta decréscimo importante quando se trata de grãos mais tabulares ou lamelares.

3.4.3 Estabilidade dos minerais pesados

Um dos fatores mais importantes que devem ser considerados na análise de minerais pesados é a estabilidade mineralógica de cada espécie. A maioria dos minerais pesados tem baixo grau de resistência em condições de superfície devido a instabilidades químicas e mecânicas. De maneira genérica, quanto mais altas a temperatura e a pressão de formação do mineral, menos estável o mineral será sob condições de intemperismo (PUPIN, 1980). Durante o transporte sedimentar, clivagens facilitam a fragmentação dos grãos aumentando sua área específica e possibilitando alterações químicas. Isto causa sua redução ao longo do processo. Fases minerais menos resistentes são progressivamente eliminadas. Muitos destes minerais são resistatos, ou seja, sobrevivem ao intemperismo físico e químico, erosão da rocha-fonte, dispersão em superfície e transporte sedimentar por consideráveis distâncias (MORRIS & KASZYCKI, 1997).

No presente trabalho adotou-se a classificação de PETTIJOHN *et al.* (1973) para os tipos de minerais pesados (quadro 3). Para estes autores os minerais pesados são classificados quanto à estabilidade física e química em *ultraestáveis*, *estáveis*,

moderadamente estáveis, instáveis, muito instáveis.

Quadro 3. Ordem de estabilidade dos minerais pesados, PETTIJOHN *et al.* (1973).

Estabilidade	Minerais
muito instáveis	Olivina
instáveis	hornblenda actinolita augita diopsídio hiperstênio andalusita
moderadamente estáveis	epidoto cianita granada (rica em ferro) sillimanita titanita zoisita
estáveis	apatita granada (pobre em ferro) estauroлита monazita
ultra-estáveis	rutilo zircão turmalina anatásio

4 Métodos e materiais

4.1 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo consistiram em seleção de locais de amostragem, com base em levantamentos realizados, pela equipe do projeto, para fins estratigráficos. Foram escolhidos locais com fácies arenosa, consideradas mais propícias à obtenção de quantidades necessárias de minerais pesados. Procurou-se também manter boa distribuição geográfica dos locais, uma vez que não se reconhecem guias estratigráficos na bacia até o momento. Inicialmente aventou-se a hipótese de tentar discriminar possível diferenciação das assembléias durante o preenchimento da bacia, mas tal proposta foi abandonada devido à falta de guia para correlação estratigráfica. Foram analisados 17 locais de afloramento de sedimentos da Bacia de Curitiba distribuídos em três campanhas de cinco dias cada.

Em campo foram realizadas as descrições dos afloramentos, discussão das características dos depósitos, processos formadores, documentação fotográfica, coleta de amostras e medidas de estruturas sedimentares direcionais para análise de paleocorrentes.

Em afloramentos com estratificações cruzadas, o rumo do paleofluxo sedimentar foi obtido mediante medidas do rumo de mergulho dos planos de estratificação. Para garantir representatividade mínima dos resultados, consideraram-se somente resultados de locais com quantidade de dados superior a três. As atitudes obtidas com o uso de bússola *Brunton* foram convertidas para notação azimutal *Clar*, a fim de permitir a aplicação e obtenção das resultantes com uso do software *StereoNet*.

4.2 Trabalhos de laboratório

4.2.1 Análise granulométrica

A análise granulométrica constitui uma série de procedimentos em laboratório para classificar uma amostra, segundo classes de intervalos definidos de diâmetros (classes granulométricas). As análises granulométricas foram feitas pela conjugação dos métodos de pipetagem e peneiramento, conforme descritos em KRUMBEIN & PETTIJHON (1938), TICKELL (1965), GRIFFITHS (1967), CARVER (1971). As análises granulométricas, realizadas no Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (**LabESed**) da UFPR, seguiram as técnicas usuais, descritas a seguir. Inicialmente

procedeu-se a secagem do material em estufa a 50°C durante 72 horas. Em seguida efetuou-se o quarteamento, destinando-se as parcelas para estoque de reserva e para eventuais análises futuras. Para a determinação granulométrica das frações lamosas (silte e argila) foi utilizado o método de pipetagem, com coleta de alíquotas segundo os tempos de sedimentação (SUGUIO, 1973). O procedimento de elutriação foi usado para remover o material fino remanescente em suspensão. Após a secagem efetuou-se a classificação das frações maiores que 0,062 mm com jogo de peneiras colocadas em agitador mecânico que utilizou o conjunto de doze peneiras com aberturas entre 2,0 a 0,062mm. A separação das frações seguiu intervalos de $\frac{1}{2} \phi$ (ϕ), segundo escalas propostas por KRUMBEIN (1934) e WENTHWORTH (1922).

Após a separação das frações, as mesmas foram pesadas em uma balança analítica com 0,0001 g de precisão. Para a obtenção dos pesos em cada intervalo granulométrico, os dados foram processados, utilizando média, desvio padrão e assimetria como critérios de caracterização fundamentados em FOLK & WARD (1957). Foram determinadas as porcentagens relativas dos componentes granulométricos básicos do arcabouço (areia, silte, argila ou cascalho, areia e lama), segundo diagramas de SHEPARD (1954), fornecendo classificação para os sedimentos analisados.

Para os cálculos dos parâmetros estatísticos foram usadas fórmulas propostas por FOLK & WARD (1957, *apud* SUGUIO, 1973). Os cálculos foram efetuados com o programa *Sysgran 3.0* (*desenvolvido por* Maurício Garcia de Camargo e colaboradores - Centro de Estudos do Mar – UFPR). Os resultados foram então apresentados como porcentagens por classe granulométrica, porcentagens acumuladas e os parâmetros estatísticos para distribuição total e para distribuição areia. Os parâmetros utilizados foram: diâmetro médio, desvio padrão (seleção), assimetria e curtose.

4.2.2 Separação de minerais pesados

Após a determinação das frações granulométricas, foi separada a fração 0,125 - 0,062 mm (areia muito fina) para separação de minerais pesados para análise. As frações acima e abaixo destes limites foram rejeitadas pelo fato de apresentarem minerais pesados em volume muito pequeno ou de seu estudo óptico ficar dificultado conforme constatou COIMBRA (1976). A fração leve foi separada da fração pesada com auxílio de um funil de decantação e uso de bromofórmio (CHBr_3 , $d_{20^\circ}=2,89 \text{ g.cm}^{-3}$) (Figuras 4, 5 e 6).



Figura 4. Aparato para separação de minerais pesados com bromofórmio, instalado em capela de exaustão de gases. Laboratório de Sedimentologia, IGc – USP.

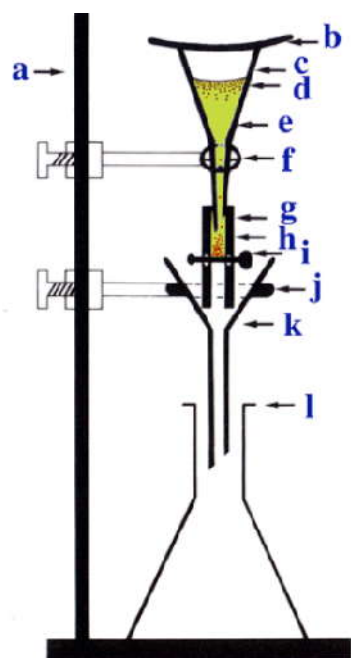


Figura 5. Aparato para separação de minerais pesados por sedimentação gravimétrica. Traduzido de MANGE & MAURER (1992). a) estrutura de apoio; b) vidro de relógio; c) funil de separação; d) minerais leves; e) líquido de separação; f) suporte do funil; g) tubo de borracha; h) minerais pesados; i) pinça que não deixa (ou deixa) passar o líquido e a fração pesada; j) suporte do funil de filtração; k) funil de filtração; l) frasco de recepção.



Figura 6. Agitação do líquido, em separação de minerais pesados com uso de bromofórmio. Laboratório de Sedimentologia IGc – USP.

4.2.3 Confecção das lâminas, identificação e contagem dos grãos

Após a separação dos grãos com uso de bromofórmio, a fração pesada foi lavada com álcool etílico, seca e pesada. Como foi observada grande quantidade de minerais opacos, estes foram separados, com auxílio de imã de mão para facilitar a contagem dos minerais pesados transparentes, objetos de análise. Posteriormente, confeccionaram-se montagens de grãos em lâminas com bálsamo do Canadá natural. A partir das massas de minerais leves e pesados foram calculadas as proporções em massa de minerais pesados presentes na fração.

A separação de minerais pesados e a confecção das lâminas de grãos foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências (IGc) – USP uma vez que a capela do Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar da Universidade Federal do Paraná (**LabESed**) estava inoperante.

As lâminas foram analisadas com microscópio óptico de luz transmitida, com polarizadores e sistema de conosopia no **LabESed**. A contagem dos grãos foi feita com microscópio Leica DM LM/P/ 1188500 acoplado a câmera Leica DC180. Foi utilizada objetiva de médio aumento (20X), para técnica de contagem de linhas. Nesta técnica a

lâmina é movida por meio de um dispositivo de passo mecânico (*charriot*) ao longo de linhas paralelas à maior dimensão da lâmina e os grãos que ficam no cruzamento são identificados e contados. Foram contados 100 grãos de minerais pesados transparentes não micáceos por lâmina. Os resultados foram obtidos sob a forma de frequência de cada mineral, com o número de grãos recalculado para 100% e a abundância do mineral individual expressa em porcentagem.

Para a identificação dos minerais pesados transparentes não micáceos foram determinadas suas feições principais, tais como: forma, cor, clivagem, inclusões, grau de alteração e propriedades óticas. Nesta etapa utilizaram-se guias e atlas disponíveis, destacando-se MANGE & MAURER (1992) e COUTINHO & COIMBRA (2005).

Os graus de arredondamento e esfericidade foram determinados com auxílio de tabelas comparativas propostas por KRUMBIEN (1941) e RITTENHOUSE (1943) com contagens de 100 grãos/lâmina.

5 Resultados

5.1 Resultados de campo

O roteiro dos levantamentos de campo foi planejado com base na pesquisa bibliográfica, análise de mapas de detalhe e estudo de descrições dos locais já levantados pelo grupo de pesquisa anteriormente. As siglas para cada local de amostragem receberam as iniciais de Bacia de Curitiba (BC) e a numeração seguindo o roteiro de campo percorrido nas três campanhas realizadas. Os locais selecionados para amostragem de minerais pesados foram BC02, BC03, BC04, BC05, BC06, BC17, BC18, BC26 e BC31, BC32, BC41, BC42, BC45, BC47, BC53, BC51, BC52, e BC55 (figura 7) devido à presença de fácies arenosas para amostragem de minerais pesados. A localização dos afloramentos está apresentada como apêndice.

5.1.1 Geologia da área de estudo

As observações e interpretações de campo são referentes à Formação Guabirotuba e seus aspectos sedimentológicos. Esta formação assenta discordantemente sobre o embasamento e é formada predominantemente por argilitos e siltitos esverdeados com intercalações de areias arcossianas e conglomerados com seixos de quartzo e ocorrência de calcretes. Tais depósitos são detalhados a seguir:

Depósitos lamosos : nas bordas da bacia os depósitos argilosos são pouco espessos enquanto que no centro ocorrem suas maiores espessuras. Geralmente apresentam-se bem compactados e com textura maciça de coloração cinza-esverdeada a esbranquiçada (quando ocorre presença carbonato). Sua granulação é muito fina e podem ocorrer grãos de areia média a grossa esparsos. Quando em processo de alteração ocorrem os tons de cinza-esverdeado mosqueado em vermelho a ocre.

Arcósios e areias arcossianas: As areias-arcossianas estão presentes em toda a bacia mostrando extensão lateral variável entre decimétricas a hectométricas enquanto que a espessura varia de decimétrica a dezenas de metros. Formam depósitos pouco consolidados, compostos por clastos de quartzo, quartzito e feldspatos, geralmente caolinizados. Os clastos têm tamanhos variados, desde submilimétricos até centimétricos, angulares a sub-angulares. A matriz é areno-argilosa a argilosa. Apresentam cores variadas de nos esbranquiçados a vermelho quando alteradas. Ocorrem várias granulações desde muito grossa até muito fina. A areia grossa ou muito grossa é pouco selecionada enquanto que a fina apresentam maior seleção. A granulometria das areias arcossianas é variável ocorrendo areias médias e finas no centro e a sudoeste da bacia, ao passo que as areias muito grossas são mais abundantes na porção nordeste, leste e entre o centro e nordeste da bacia. As principais estruturas sedimentares são as estratificações cruzadas raramente acanaladas que podem ter até 20 cm de espessura, embora normalmente não ultrapassem poucos centímetros a milímetros.

Depósitos de cascalhos: São em geral compostos por seixos de quartzo com matriz argilosa a argilo-arenosa. Na porção sudoeste e oeste da bacia ocorrem seixos de quartzo e quartzitos, enquanto que na porção nordeste,

leste e sudeste os cascalhos são formados por quartzo e feldspatos alterados, além de fragmentos rochosos. Observa-se granulometria irregular, contendo seixos e grânulos de tamanhos variáveis desde 1 ou 2 cm até 5 cm, com formas alongadas ou subesféricas, podendo ser angulosos ou não. Tais depósitos representam provavelmente a porção proximal das áreas-fonte, localizadas principalmente a leste e sul-sudeste onde ocorrem as camadas mais espessas, assim como a oeste e noroeste com depósitos menos espessos.

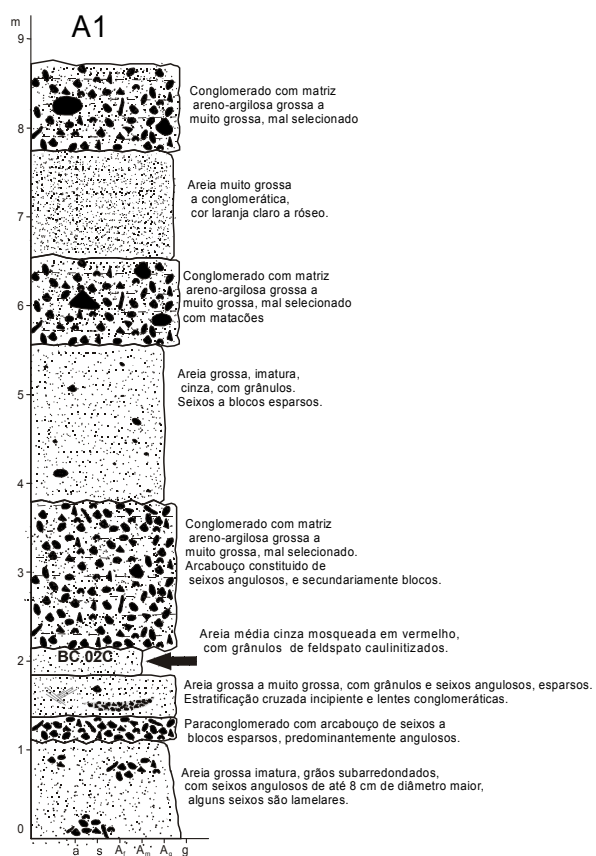
Calcretes: apresentam-se geralmente dispersos lateralmente e geralmente em profundidades mais superficiais da Formação Guabirotuba. São de extensões laterais métricas e têm coloração esbranquiçada. Formam camadas contínuas tabulares de espessuras centimétricas a métricas, geralmente maciças, podendo ocorrer de forma foliada, laminar, nodular, como cimento friável e como vênulas de preenchimento de pequenas fraturas.

Ocorrem estratificações nos calcretes caracterizando depósitos que seguem o padrão das camadas arcóianas que se apresentam lenticulares em grande escala e localmente nas formas tabulares.

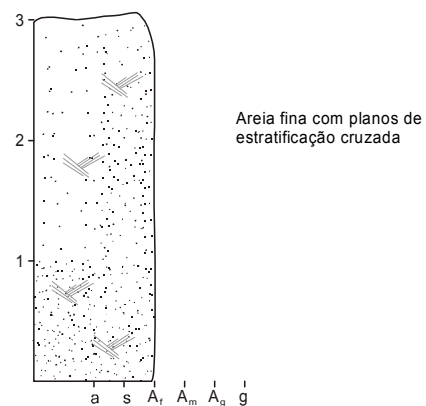
Quanto ao contexto deposicional foram identificados depósitos de leques aluviais proximais, rudáceos polimíticos, associados a fluxos aquosos desconfiados, com feições de corte e preenchimento de canais de até 3 m de altura.

Em direção ao interior, a depósitos arenosos com estratificação cruzada, arcóseanos, com intercalações lenticulares e tabulares de diamictitos. Esta última associação pode indicar processos fluviais e gravitacionais coetâneos, que podem ser interpretados como porções intermediárias a distais dos leques aluviais marginais.

Associações de argilas com intercalações arenosas, apresentando feições de corte e preenchimento de até 1 m de altura correspondem a depósitos mais interiores da bacia, com lagos rasos efêmeros. É comum a presença de crostas e nódulos carbonáticos, sobretudo nas porções mais internas da bacia. Tais feições são atribuídas, em parte, à formação de calcretes por processos pedogenéticos, em clima semi-árido.



B1



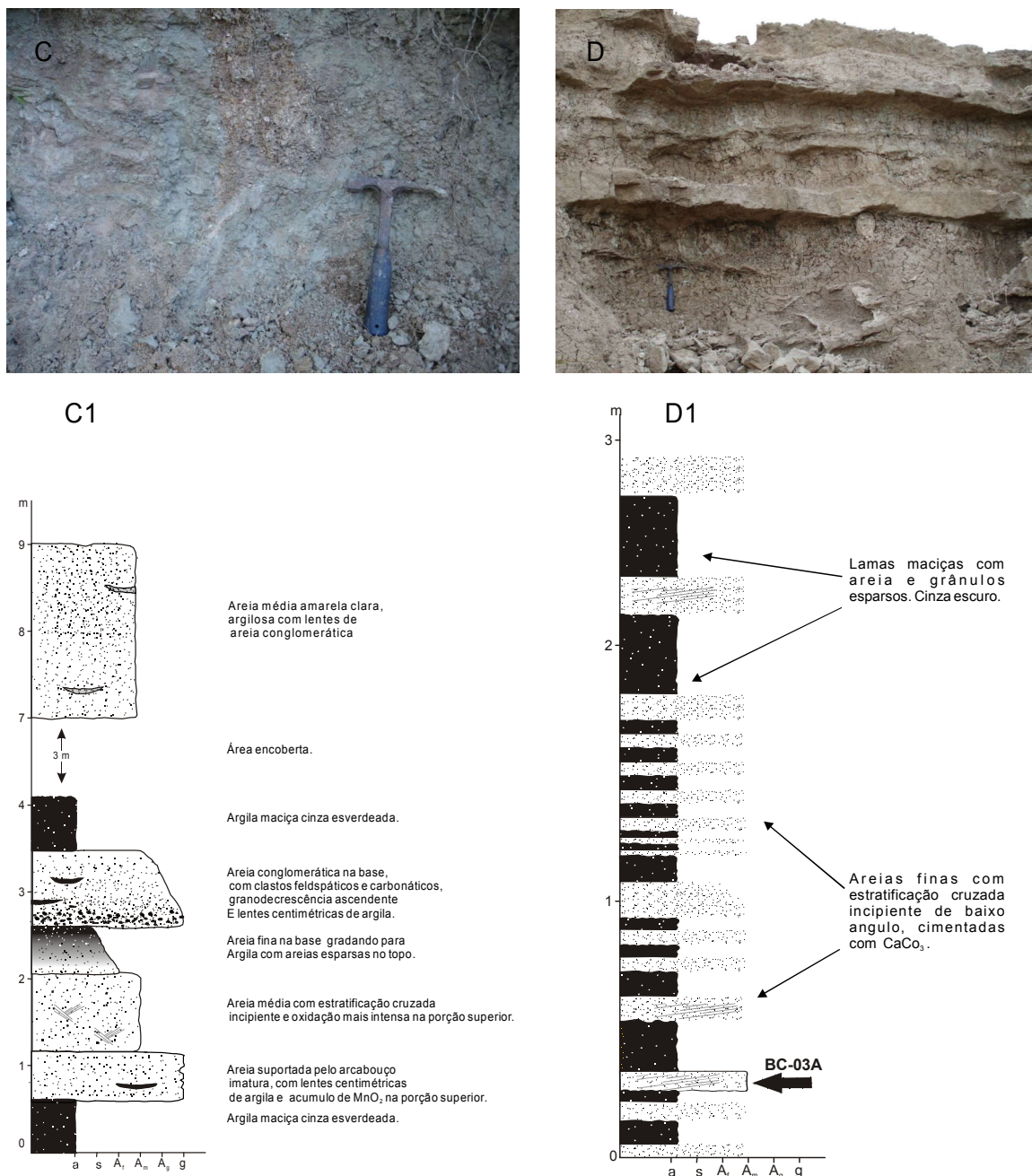


Figura 8. Formação Guabirotuba, bacia de Curitiba: A) Associação de fácies conglomeráticas e arenosas arcosianas. Local BC 02; A1) seção colunar de A; B) Areias com estratificação cruzada acanalada de médio porte. Local BC 51; B1) seção colunar de B; C) Associação de lama argilosa com intercalações de lentes arenosas; C1) seção colunar de C; D) Intercalações de lentes arenosas em lamas argilosas, com calcretes. Local BC03. D1) seção colunar de D. Os pontos de amostragem estão indicados com seta.

Convenções :

a – argila; s – silte; A_f - areia fina; A_m - areia média; A_g - areia grossa; g -conglomerado

5.1 Análises granulométricas

Conforme relatado em métodos (item 4.1) a coleta de amostras priorizou fácies arenosas, para obter quantidades necessárias de minerais pesados, na fração areia muito fina. Os locais foram escolhidos de modo a manter boa distribuição geográfica, posto que se considerou o preenchimento da bacia como por apenas uma unidade estratigráfica, a Formação Guabirota. O conjunto de amostras analisadas apresentou predomínio de areia grossa, cerca de 57 %, 37% areia média e apenas 6 % areia fina. A seleção das areias analisadas varia de moderadamente selecionada a muito pobremente selecionada, com predomínio de pobremente selecionada. A assimetria varia de negativa a muito positiva com predomínio de muito positiva; a curtose varia de muito leptocúrtica a extremamente leptocúrtica. As amostras analisadas foram classificadas como areia, areia siltosa e ligeiramente siltosa conforme diagrama de SHEPARD (1954).

5.2 Identificação dos minerais pesados

Foram descritas 17 lâminas de grãos (0,125-0,062mm) referentes a 17 pontos selecionados (veja figura 7) visando a melhor representatividade quanto a distribuição geográfica dos resultados na bacia. Não existem atualmente marcos estratigráficos conhecidos dificultando a distinção de intervalos temporais. As concentrações de minerais pesados encontradas nas amostras variaram de 0,24 a 2,61% (tabela 1 e figura 10).

A análise dos minerais pesados transparentes presentes nos sedimentos (tabela 2 e figura 11) da Formação Guabirota indicou assembléia matura a supermatura representada predominantemente por zircão, epidoto, estauroлита, turmalina, rutilo, com traços de sillimanita, cianita, granada e hornblenda.

Tabela 1. Razão massa de minerais pesados/ massa total de fração analisada. N indica amostras em que este cálculo não pode ser feito por insuficiência de material.

Amostra	Massa de minerais pesados
BC 18A	0,80
BC 17A	0,26
BC 26A	0,24
BC 05B	1,73
BC 04D	1,71
BC 31A	0,25
BC 32C	1,11
BC 06C	0,87
BC 02C	0,94
BC 03C	1,23
BC 42A	1,14
BC 45	1,10
BC 47B	2,61
BC 53	N
BC 52D	0,56
BC 51	N
BC 55	1,57

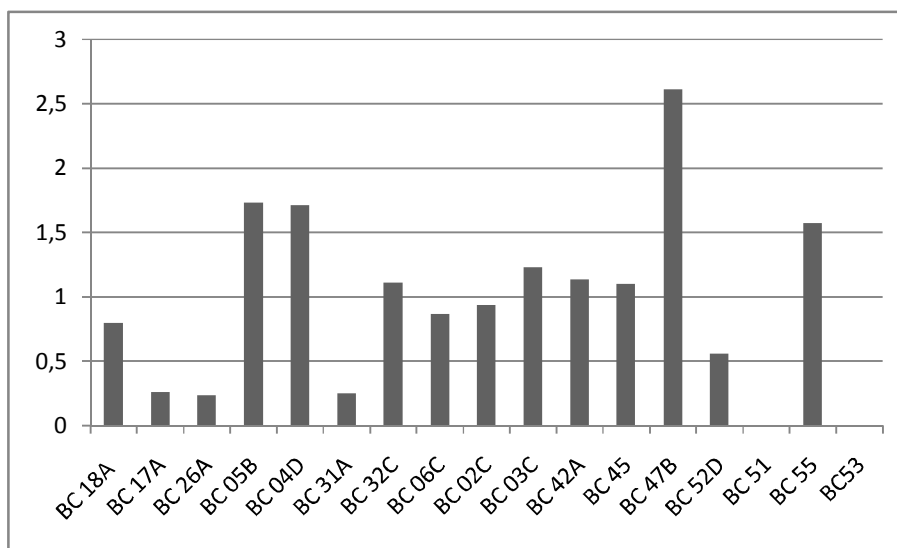


Figura 10. Razão massa de minerais pesados em relação à massa total.

Tabela 2. Frequência de minerais pesados nas lâminas analisadas e média de cada mineral.

% minerais pesados									
amostra	zircão	epidoto	turmalina	estauroлита	Rutilo	Cianita	sillimanita	granada	hornblenda
BC02C	85	12	TR	2	1	0	0	0	0
BC03C	47	46	5	TR	2	0	0	0	0
BC04D	78	4	2	12	4	0	TR	0	0
BC05B	85	5	3	2	4	1	TR	0	0
BC06C	100	TR	0	TR	0	0	0	0	0
BC17A	89	4	1	3	2	1	TR	0	0
BC18A	90	7	TR	3	TR	0	0	0	0
BC26A	35	46	4	14	1	0	TR	0	0
BC31A	80	7	TR	12	TR	0	1	0	0
BC32C	20	77	1	TR	1	1	TR	TR	0
BC42A	90	8	1	TR	TR	1	0	0	TR
BC45	90	4	6	TR	TR	TR	TR	0	0
BC47B	61	21	17	1	TR	TR	0	0	0
BC51	45	27	20	4	4	TR	0	0	TR
BC52D	92	3	2	TR	1	0	2	0	TR
BC53	82	6	6	TR	2	1	3	0	0
BC55	83	6	7	2	1	1	0	0	0
média	73,6	16,6	4,4	3,2	1,3	TR	TR	TR	TR

Convenções: TR= traço (<1%). Média= frequência média foi calculada como a média aritmética das frequências individuais do mineral em todas as amostras analisadas.

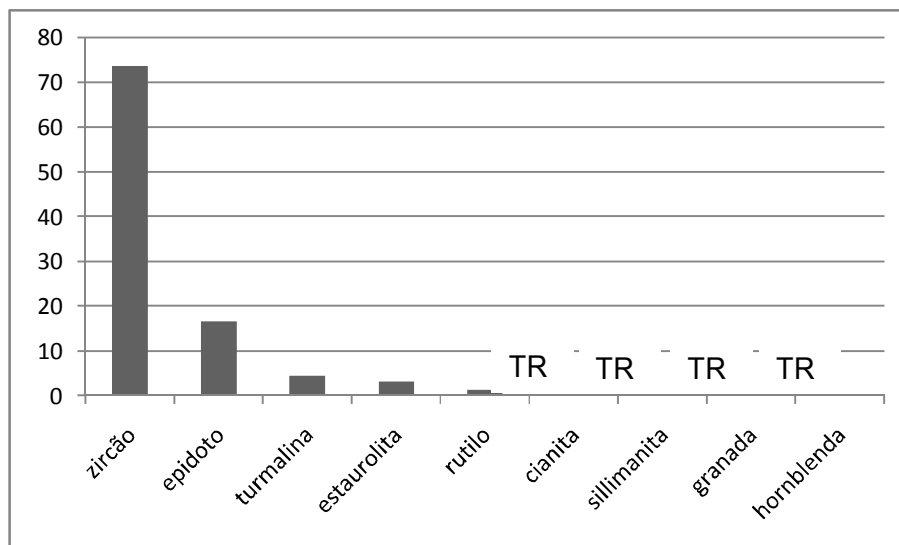


Figura 11. Frequência média dos principais minerais pesados nas amostras da Bacia de Curitiba analisadas.

De acordo com as proporções entre estes minerais e suas características os resultados foram agrupados em duas populações (quadro 4). A Associação 1 foi denominada de *alto zircão* (figura 12) e a associação 2 de *baixo zircão* (figura 13).

Quadro 4. Associações principais de minerais pesados da Bacia de Curitiba de acordo com suas quantidades relativas.

Associação 1	Associação 2
Zircão 78 - 100%	Zircão 20-61%
Epidoto 0-12%	Epidoto 12-72%
Estaurolita 0-12%	Estaurolita 0-14%
Turmalina 0-7%	Turmalina 0 -17%

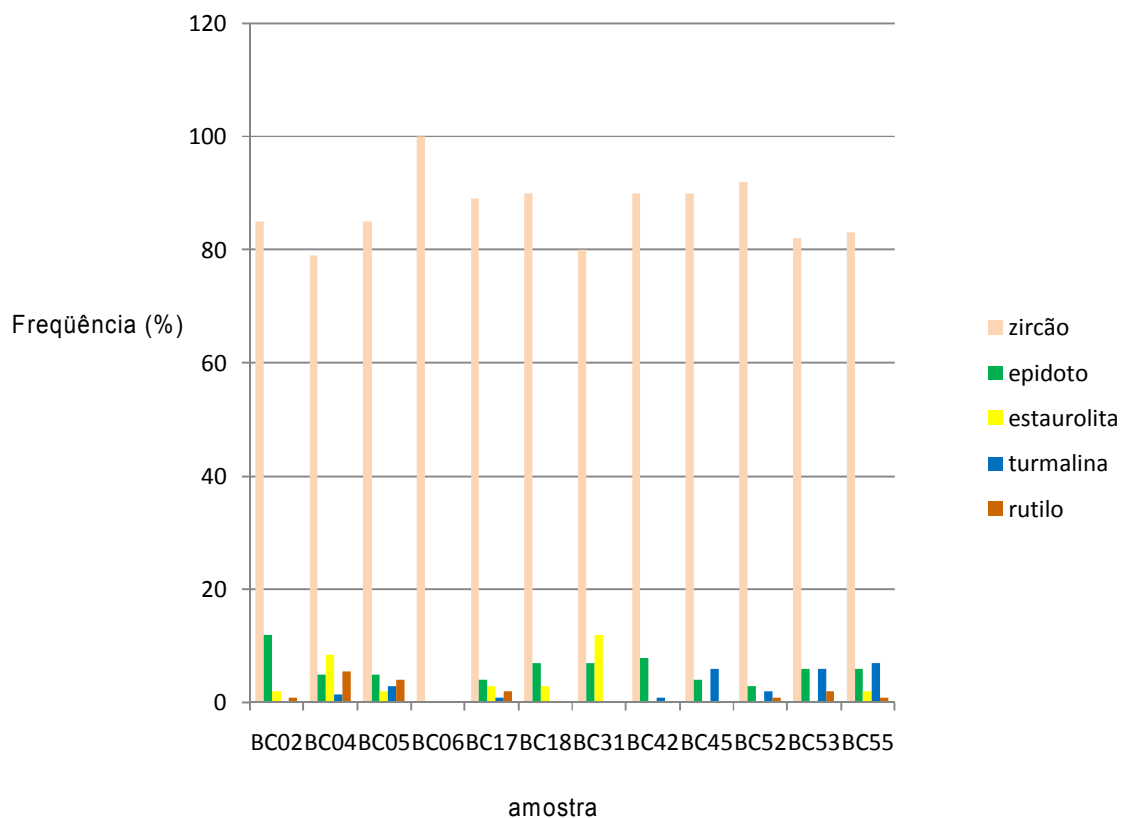


Figura 12. Associação 1 – *Alto zircão*, com quantidades relativas de zircão entre 78 e 100%.

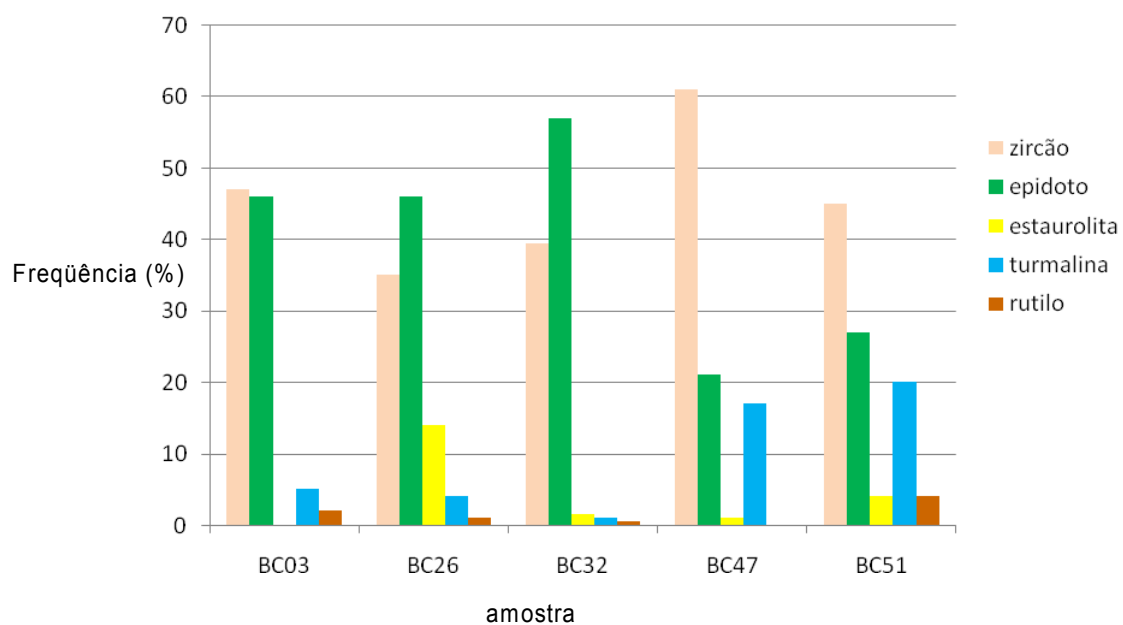


Figura 13. Associação 2 – *Baixo zircão*, com quantidades relativas de zircão entre 20 e 61%, e quantidades de epidoto entre 12 e 72%.

A seguir são descritas As principais características dos minerais pesados transparentes não micáceos encontrados são descritas a seguir nas análises de amostras de areias da Formação Guabirota, Bacia de Curitiba.

5.3.1 Zircão

Na maioria das lâminas analisadas há predomínio de zircão. Constitui em média até cerca de 73,3% do total e pode alcançar 100%. Os grãos medem em média 0,125 a 0,070mm e apresentam hábito prismático alongado no eixo-C, com terminações bipiramidadas. As formas podem tender a sub-esféricas, ovóides ou irregulares. Caracterizam-se pelo relevo muito alto. São em geral incolores a subordinadamente róseos e raramente metamórficos (figura 14). São límpidos ou com pequenas inclusões. Pode apresentar leve pleocroísmo de incolor a tons pálidos, e birrefringência alta. Quando encoberto com óxido de ferro, assemelha-se a rutilo.

5.3.2 Epidoto

O epidoto tem quantidade média relativa de cerca de 17% do total e ocorre nas variedades pistachita e zoizita. A variedade pistachita foi encontrada em todas as lâminas, em quantidades sempre maiores que de zoizita. Os grãos, de ambos os casos têm, em média 0,100mm. Apresentam hábito prismático alongado de subédrico a anédrico.

A variedade pistachita é verde brilhante, tem relevo alto e é fracamente pleocróica. Apresenta extinção reta, possui sinal de elongação negativo, birrefringência moderada, com cores de interferência de segunda e terceira ordem (figura 15A).

A variedade zoizita ocorre como grãos sub-esféricos a anédricos e incolores (figura 15B). Apresenta extinção reta e ondulante, cores de interferência anômalas em azul índigo.

5.3.3 Estauroлита

A quantidade média relativa de estauroлита é menor que 4% do total. Os grãos têm em média 0,080mm. O hábito é prismático subédrico com fratura subconchoidal característica. Apresenta pleocroísmo entre incolor a amarelo, elongação positiva. Exibe cores de interferência de 1ª ordem em tons fortes e constantes, que facilitaram sua

identificação. Poucos grãos apresentam alteração superficial (figura 16).

5.3.4 Turmalina

A turmalina constitui 4,4% do total médio das assembléias mineralógicas. Os grãos apresentam em média 0,100mm e têm hábito subédrico, raramente prismáticos. (figura 17 A, B). Exibem pleocroísmo forte e pode ser dividida em duas populações: pleocroísmo de verde oliva claro a castanho escuro, e uma população rara de pleocroísmo azul claro a azul escuro. Apresentam sinal de alongação negativo, birrefringência alta, e extinção reta.

5.3.5 Rutilo

O rutilo apresenta quantidade média relativa menor que 2% do total. O tamanho médio dos grãos é de 0,070mm. O hábito é preferencialmente anédrico anguloso a subarredondado. Foram descritos grãos com hábito prismático com geminação cotovelo (figura 17 C, D). Os grãos são marrons avermelhados, de relevo alto e caracteristicamente quase opacos.

5.3.6 Sillimanita

A sillimanita corresponde a menos de 1% do total. Tem em média 0,070mm de diâmetro maior. Apresenta-se em prismas alongados segundo eixo C, com clivagem paralela ao eixo principal. A sillimanita é incolor a fracamente pleocróica. Sua birrefringência é moderada, apresentando cores de interferência brilhantes de segunda e terceira ordem e extinção reta (figura 18 A, B).

5.3.7 Cianita

A cianita constitui menos de 1% do total. Tem tamanho médio dos grãos de 0,80mm. O hábito é prismático alongado, com as arestas sub-arredondadas. É incolor e tem partição característica perpendicular ao eixo C. Apresenta ângulo de extinção entre 27° a 32° e sinal de alongação positivo.

5.3.8 Granada

A granada ocorre apenas em quantidades traço em todas as amostras analisadas. O tamanho médio dos grãos é de 0,070mm. Os grãos são arredondados a subarredondados. Na superfície, os grãos apresentam imperfeições côncavas. Apresenta

fratura conchoidal e ausência de clivagem. A granada é incolor a amarela e tem relevo alto. É isótropa.

5.3.9 Hornblenda

A hornblenda ocorre em quantidades traço em todas as amostras analisadas. O tamanho médio dos grãos é de 0,070mm. Os grãos são prismáticos, subédricos, com bordas serrilhadas. Apresenta clivagem paralela ao eixo-C. Apresenta forte pleocroísmo de castanho claro a verde escuro e relevo médio a baixo. As cores de interferência são de terceira ordem (figura 18 C,D).

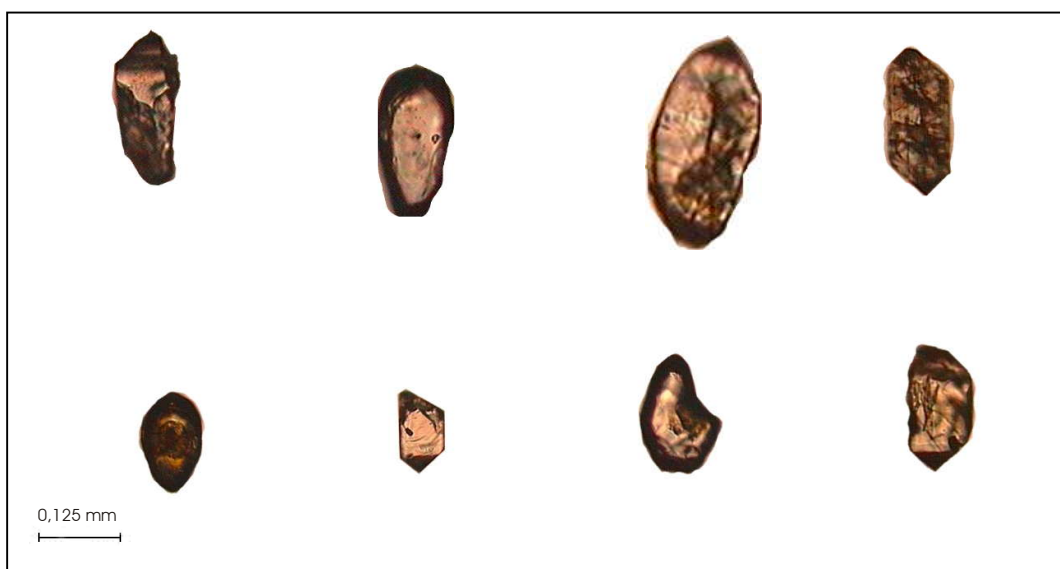


Figura 14. Grãos de zircão, euédricos a subédricos, Formação Guabirotuba: Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida, polarizadores descruzados.

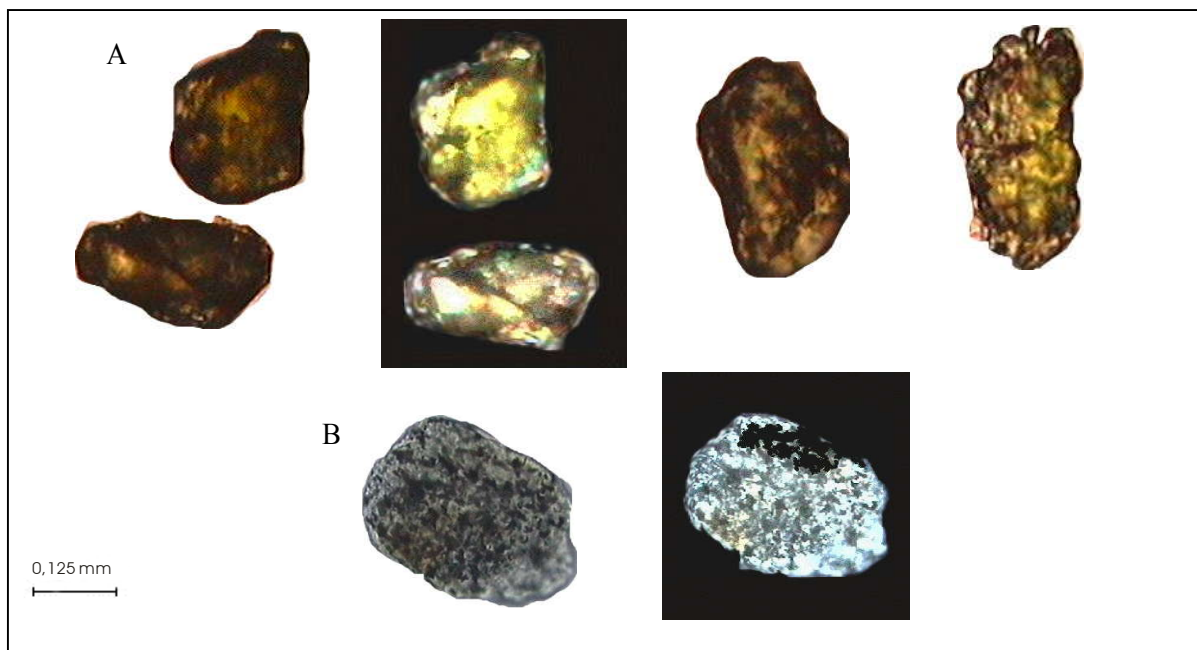


Figura 15. Grãos de epidoto: A) pistachita, observados com polarizadores paralelos e cruzados. B) Epidoto zoizita em polarizadores paralelos e cruzados. Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida.

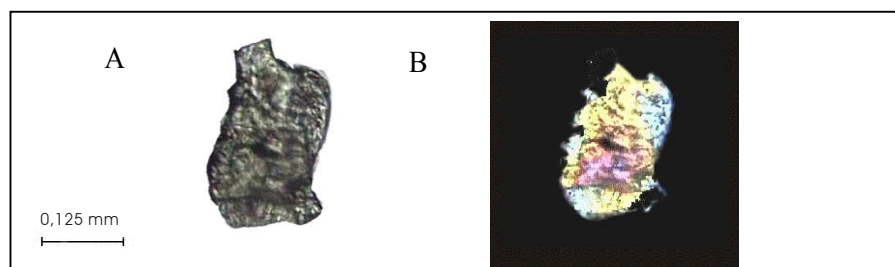


Figura 16. Grãos de estaurolita, Formação Guabirotuba: A) Com polarizadores paralelos, B) Com polarizadores cruzados. Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida.

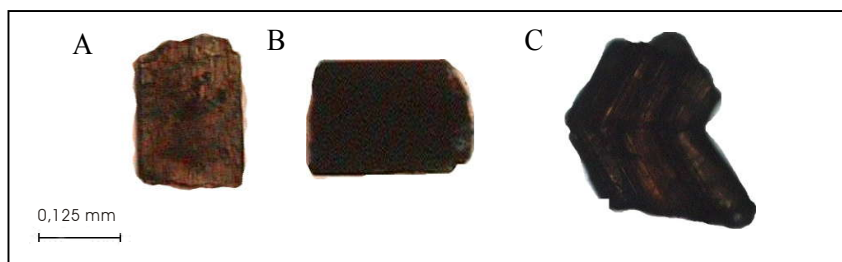


Figura 17. Grãos de turmalina: A) prismático, pleocróico, B) em posição de extinção. Grãos de rutilo: C) com geminação em cotovelo. Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida, polarizadores descruzados.

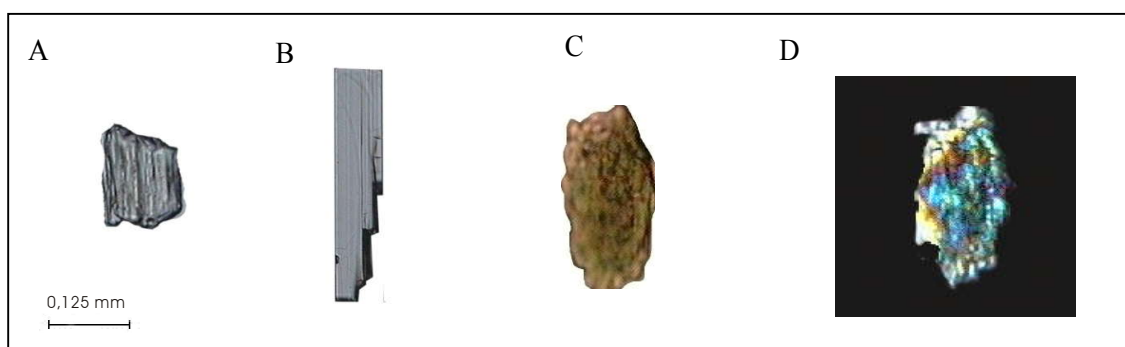


Figura 18. Grãos de: sillimanita (A e B); hornblenda com polarizadores paralelos (C) e com polarizadores cruzados (D). Fotomicrografias obtidas com microscópio óptico de luz transmitida.

5.4 Índice de maturidade mineralógica, ZTR

O índice ZTR é utilizado para caracterizar o grau de maturidade da assembléia mineralógica. Este índice, expresso em porcentagem, correspondente à soma das frequências numéricas entre os minerais transparentes não micáceos e não autigênicos (HUBERT, 1692; MORTON & HALLSWORTH 1994). Altos valores de maturidade mineralógica podem ser explicados em decorrência da eliminação de minerais instáveis como epidoto, estaulolita, hornblenda etc, através da atuação mais prolongada de dissolução intraestatal decorrente de processos diagenéticos em depósitos mais antigos.

Os sedimentos pleistocênicos da Formação Guabirotuba apresentam valores de ZTR que variam entre 22 e 100% (tabela 3 e figuras 19 e 20). Estes resultados gerais indicam maturidade mineralógica de baixa a alta. Comparando-se os valores de epidoto e os de ZTR (tabelas 2 e 3) nota-se que os mais altos correspondem aos menores de epidoto e vice-versa. Como as amostras coletadas não parecem pertencer a intervalos

estratigráficos muito diferentes, com base nas quantidades e características texturais semelhantes dos minerais pesados observados supõe-se que tais mudanças na relação epidoto/zircão poderiam ser atribuídas a fontes diferentes e não à atuação prolongada de dissolução intraestratal diagenética. O mapa de isofrequências de ZTR (figura 20) mostra valores mais altos no extremo sudeste da área na região de maior proximidade dos granitos da Província Graciosa. Enquanto a distribuição de isofrequência de epidoto sugere fontes localizadas na porção noroeste.

Tabela 3. Índice de maturidade mineralógica (ZTR = zircão+turmalina+rutilo) para as amostras estudadas.

Amostras	ZTR
BC 02C	86
BC 03C	54
BC 04A	89
BC 04D	84
BC 05B	92
BC 06C	100
BC17A	92
BC 18A	90
BC 26A	40
BC 31 ^a	80
BC 32B	60
BC 32C	22
BC 42A	91
BC 45	96
BC 47B	78
BC 51	69
BC 52D	95
BC 53	90
BC 55	91
Media	78,9

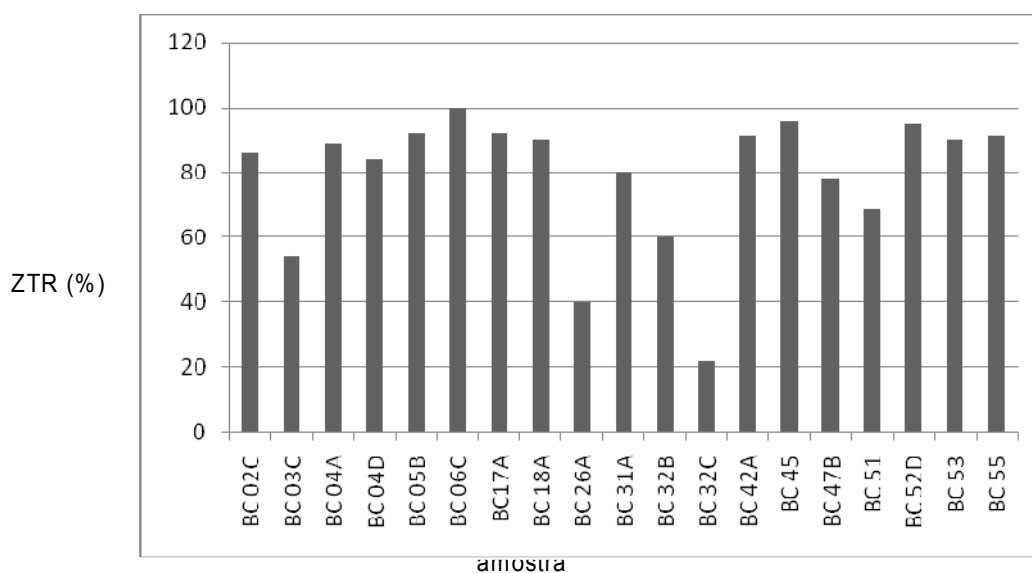


Figura 19. Índice de maturidade mineralógica, ZTR (zircão + turmalina + rutilo) das amostras analisadas.

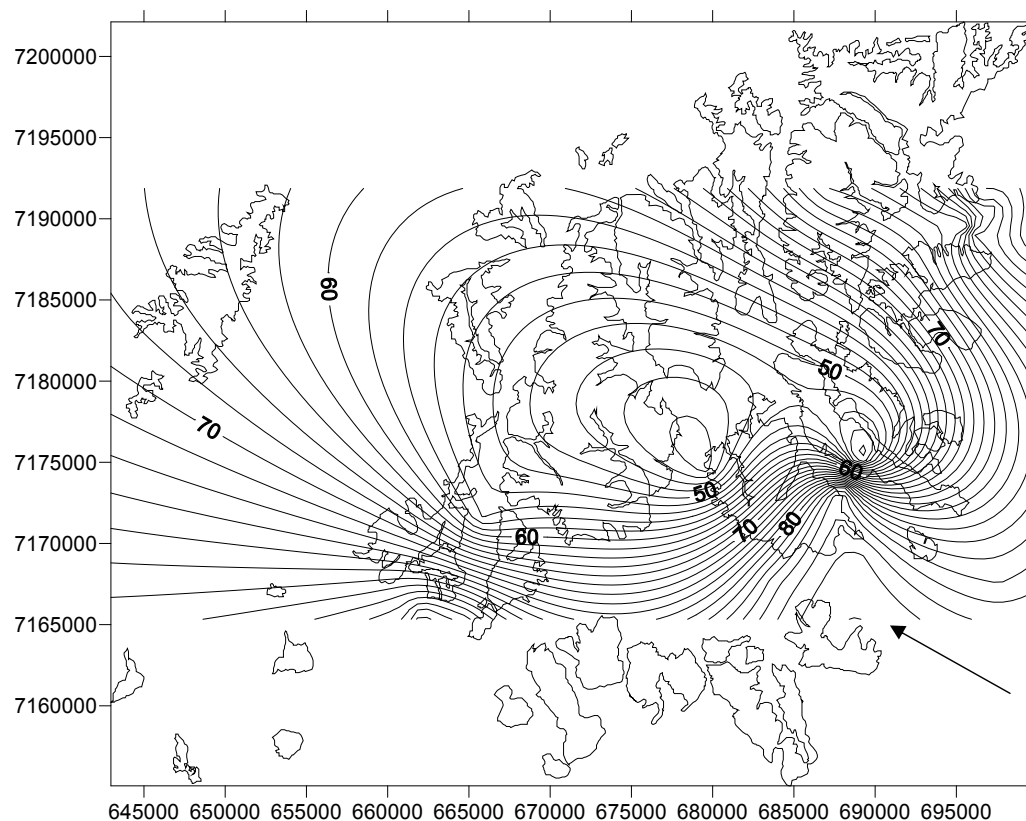


Figura 20. Mapa de frequência de valores do índice de maturidade (ZTR %) de sedimentos da Formação Guabiruba, Bacia de Curitiba. A seta à direita indica os maiores valores de ZTR.

5.5 Paleocorrentes

Os resultados obtidos por análise de estruturas sedimentares azimutais, sobretudo estratificação cruzada em areias, indicaram rumos de paleocorrentes. Notou-se certa tendência de fluxos para noroeste, o que indicaria maior contribuição de áreas-fonte localizadas a sudeste, e secundariamente, sul-sudeste (Figura 21). Há que se considerar, entretanto, que a grande dispersão de valores e a pequena quantidade de medidas recomendam tratar tais resultados como possíveis de refinamento. A diferença do rumo médio resultante de pontos geograficamente próximos pode refletir diferentes episódios de sedimentação e/ou de posição estratigráfica distintos, e/ou do contexto deposicional. Este último fator, dado à dispersão de rumos de transporte em leques aluviais e sistemas fluviais entrelaçados, de planícies em clima semi-árido, contexto admitido como dominante durante a sedimentação principal na bacia.

Alguns locais apresentaram resultados anômalos em relação à tendência geral, tais como no local BC 02, resultante para W, e nos locais BC11 e BC32 rumos para SE a SW.

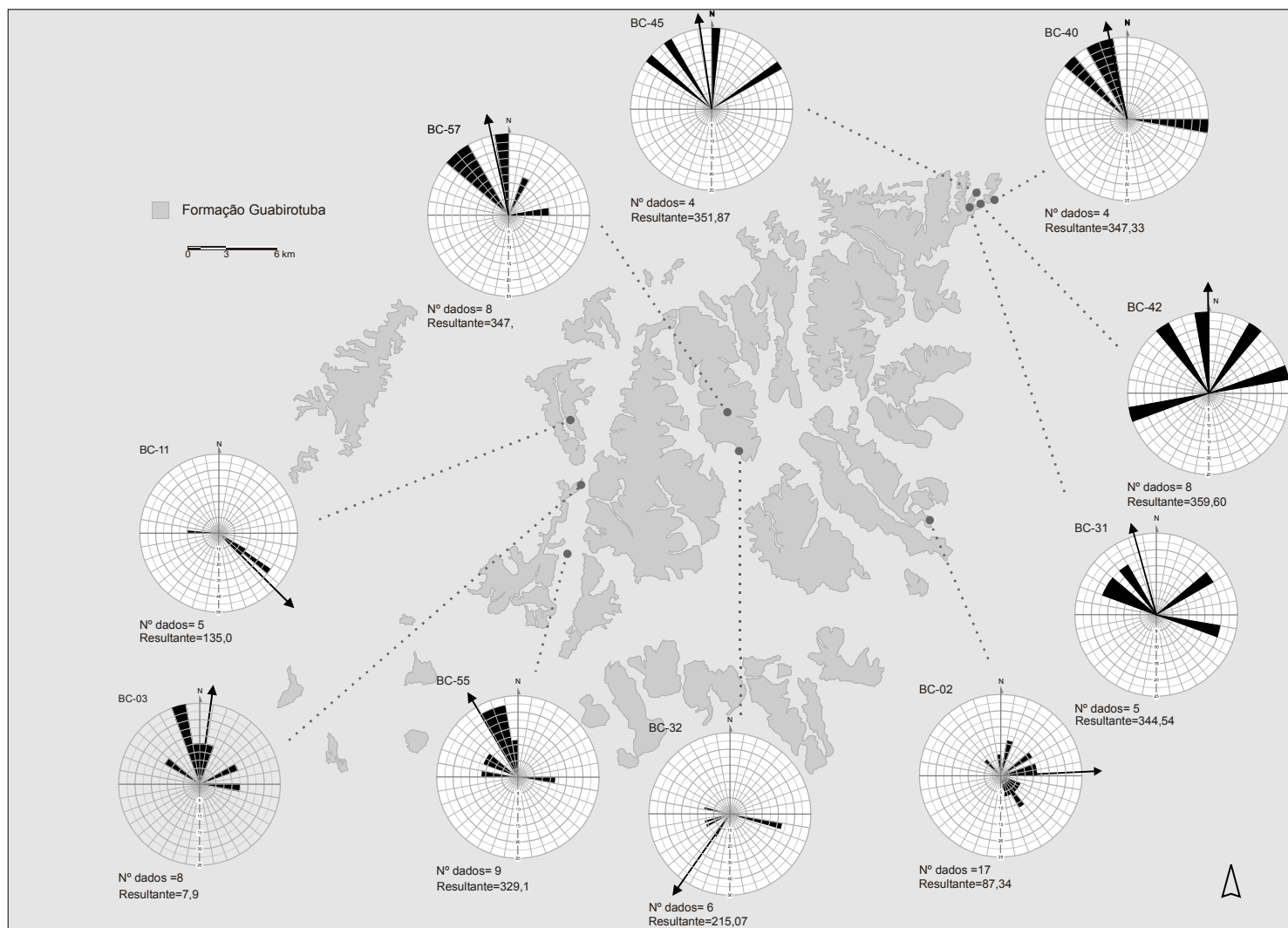


Figura 21. Rumos de paleocorrentes da bacia sedimentar de Curitiba.

6 Discussão: proveniência dos sedimentos da Bacia de Curitiba

A análise da distribuição dos minerais pesados na Bacia de Curitiba, associada ao conhecimento prévio da mineralogia das unidades do embasamento da bacia, permitiu a distinção de quatro principais, dentre os minerais pesados: zircão, epidoto, estauroлита e turmalina.

6.1 Zircão

Em quase todos os locais amostrados ocorre domínio de zircão. O zircão é um mineral de elevada resistência aos processos físicos e químicos naturais, sendo freqüente entre os minerais detríticos resistidos na maior parte dos depósitos sedimentares. O zircão resiste também a transformações de alta temperatura como as hidrotermais e metamórficas. É comum encontrar cristais remanescentes de zircão metamórfico em rochas magmáticas produzidas pela anatexia (BARROS *et al.* 2005). De acordo com CHERNIAK *et al.* (1997) a baixa velocidade de difusão dos íons na estrutura cristalina do zircão favorece a preservação de sua composição química e isotópica durante a maior parte dos processos geológicos. Zircão de rochas graníticas comumente mostra idades anteriores a de sua cristalização magmática, por ser produto do protólito metamórfico ou proveniente de rochas encaixantes parcialmente assimiladas.

Ocorre, geralmente como cristais pequenos de formação primitiva, muitas vezes inclusos em minerais de formação mais tardia, mas pode desenvolver cristais grandes bem desenvolvidos em pegmatitos graníticos e particularmente em sienitos nefelínicos (DEER *et al.*, 2000). A razão comprimento/largura pode ser perfeitamente semelhante em todo o corpo de um granito, segundo os mesmos autores, tendo até sido sugerido que a falta de tal relação pode indicar que uma determinada intrusão é complexa. Essas propriedades do zircão fazem-no de grande importância tanto para estudos de proveniência como de geocronologia, conforme discutido por muitos autores (e.g. BELOUSOVA *et al.* 2002; RUBATTO & HERMANN, 2003).

O estudo da forma sugere que algum arredondamento pode ocorrer em rochas ígneas por reabsorção magmática, e que a corrosão dos grãos pode ser oriunda de metassomatismo ou hidrotermalismo (DEER *et al.* 2000). PUPIN (1980) e STURM (2004) relacionam a geometria das faces de crescimento dos cristais de zircão ígneo com a

composição química do magma de origem da rocha hospedeira, mostrando que o tipo de crescimento dos cristais revela a origem de tal rocha. Segundo HOSKIN & BLACK (2000), zircões metamórficos, em geral, possuem terminações arredondadas, os de rochas de alto grau tendem a formas ovóides. Os ígneos são usualmente euédricos, com forte zoneamento composicional. A alta resistência física (dureza alta, ausência de clivagem) e sua grande estabilidade química tornam o zircão um mineral frequente em rochas sedimentares detríticas. Por isso, formas bem arredondadas sugerem que as fontes mais próximas para este mineral sejam rochas sedimentares pré-existentes.

O zircão, além de ser abundante a super abundante na Bacia de Curitiba, apresenta-se em grande parte conservado como grãos euédricos a subédricos pouco arredondados. Este fato poderia indicar transporte a partir de áreas fonte próximas. Acredita-se que grande parte do zircão estudado na Bacia de Curitiba tenha se originado a partir dos granitos da Província Graciosa. As características de euedria dos grãos, distribuição de isovalores de zircão e paleocorrentes com sentido preferencial de SE-NW corroboram tal interpretação (figura 21 e 22). SALAMUNI (1999) aventou a hipótese de que o granito Anhangava, da Província Graciosa seria uma das principais áreas-fonte dos sedimentos que preencheram a Bacia de Curitiba.

Ainda é possível considerar como área fonte do zircão, o Complexo Atuba, em especial as seqüências granito-gnaissicas situadas a sul e a oeste, assim como xistos aluminosos a sudoeste, pois parte dos grãos apresenta arredondamento de arestas. As paleocorrentes (figura 21) dos locais BC03, BC 11 e BC02 corroboram tal afirmação.

Os resultados alcançados nesta pesquisa indicam a necessidade de estudos mais aprofundados de química mineral e tipologia de zircão para que seja possível discriminar mais precisamente a porcentagem de zircão derivado de fontes ígneas. O zircão é produto intermediário da solução sólida de silicatos de Zr e Hf, onde predomina amplamente o primeiro (AHRENS & ERLANK, 1969). Os teores de Hf, ETR (Elementos Terras Raras), U, Th, Nb e Y no zircão relacionam-se com a identificação de suas possíveis áreas fonte. O zircão metamórfico tem razões Th/U menores que 0,1, enquanto que zircão ígneo distingue-se pelas anomalias positivas de Ce nos padrões de ETRL (Elementos Terras Raras Leves), Pb e Th (HOSKIN & BLACK, 2000; RUBATTO, 2002; CORNELL & HEGARDT, 2003; RUBATTO & HERMANN, 2003). Além disso, a proporção de Zr e Hf varia nos zircões ígneos (BAU, 1996). Segundo PUPIN (2000), associações alcalinas sienito-granito têm baixo Hf e médio a alto Y enquanto granitóides cálcio –

alcalinos apresentam médio Hf e baixo Y.

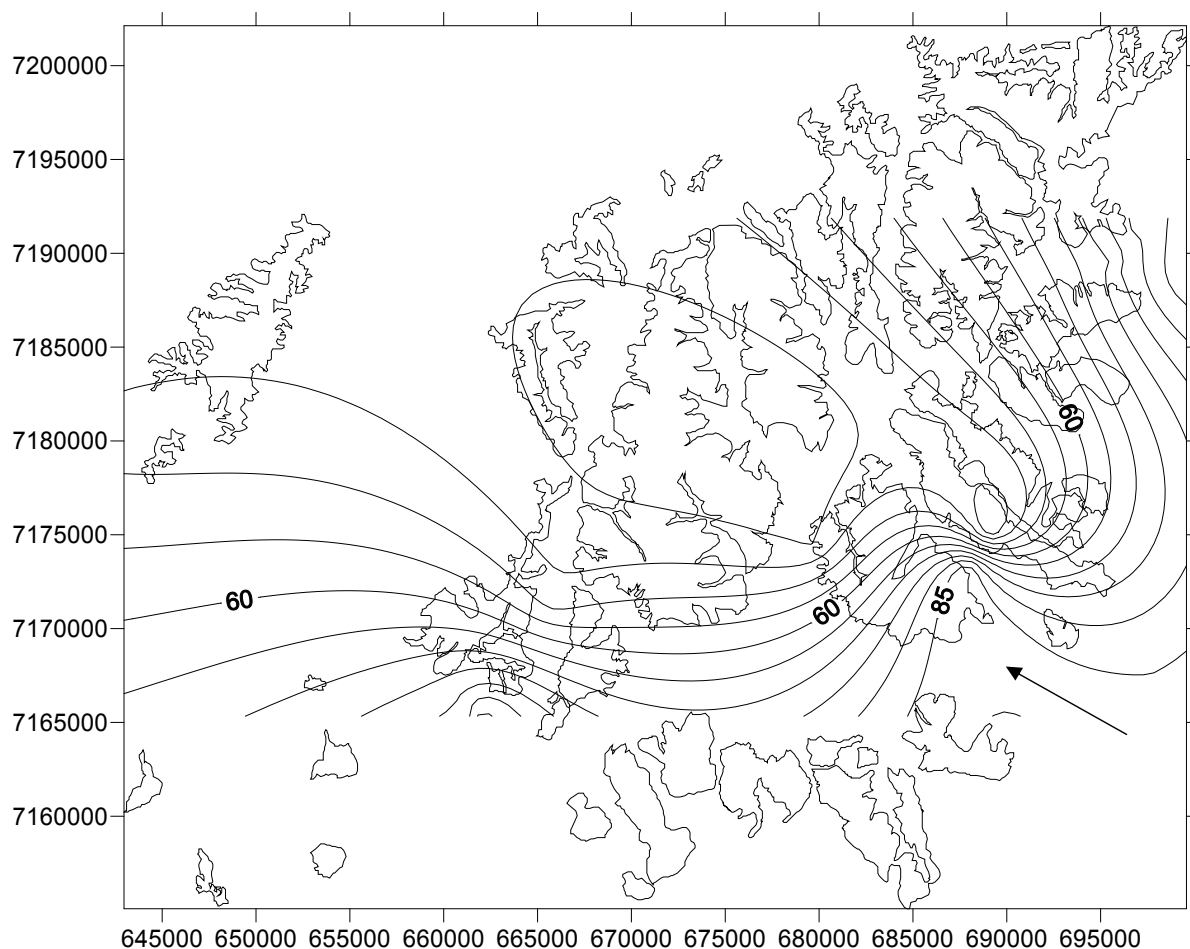
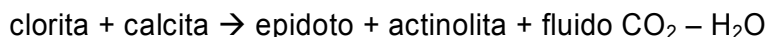


Figura 22. Mapa de frequência (%) de zircão na Bacia de Curitiba. Notar que valores mais altos estão no extremo sudeste da área sugerindo que as principais fontes de zircão estão localizadas naquela borda.

6.2 Epidoto

Os minerais do grupo do epidoto (pistachita, zoizita) são alumino-silicatos de cálcio hidratados, inerentes a uma grande variedade de paragêneses (DEER *et al.* 2000). Os minerais do grupo do epidoto são estáveis em um amplo intervalo de condições P-T. Segundo DEER *et al.* (2000) os minerais do grupo do epidoto são típicos produtos de metamorfismo regional de grau baixo a médio, de rochas básicas e cálcio-silicatadas. Também podem se formar em condições de metamorfismo de contato, nas fácies epidoto, ou metamorfismo de contato em rochas carbonatadas. É um mineral muito comum nas

assembléias de alteração hidrotermal ou ainda pode se formar durante a cristalização de rochas ígneas ácidas. A zoizita ocorre em metabasitos. É possível uma solução sólida contínua entre a clinozoizita ($\text{Ca}_2 \text{Al}_3 \text{Si}_3\text{O}_{12}.\text{OH}$), polimorfo da zoizita e a pistachita ($\text{Ca}_2\text{AlFe}^{3+}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}.\text{OH}$). Em rochas portadoras de ferro há co-existência de zoizita-clinozoizita-pistachita, em amplo espectro de condições. A variedade zoizita é relativamente comum em rochas metamórficas derivadas de argilitos e de calcários metamorfizados em fácies epidoto-anfibolito. Em condições de ausência de ferro, a zoizita possui entropia mais alta, sendo portanto, típica do metamorfismo de pressão relativamente elevada ou temperatura elevada, enquanto a pistachita é mais comum em graus metamórficos baixos como xistos verdes (com associação de granada e hornblendas em temperaturas mais elevadas) e anfibolitos (com associações de granada, sillimanita e estauroлита). Uma reação importante nos graus metamórficos baixos é:



que responde pelo fato de que a associação clorita + calcita se torna escassa com o aumento o grau metamórfico. O aumento do grau metamórfico diminui as quantidades de epidoto (BUCHER &FREY 1994).

O epidoto é o segundo mineral mais abundante nos sedimentos da Bacia de Curitiba e suas fontes podem estar relacionadas às rochas do Complexo Atuba. Estas rochas, de acordo com SIGA JR (1995), são gnáissicas de fácies anfibolito e por essa razão parecem ser a principal fonte de epidotos. As paleocorrentes, preferencialmente em BC 55 e BC 02, indicam que os anfibolitos localizados a sul-sudeste e os xistos aluminosos a sudoeste poderiam ser rochas-fonte de epidoto. Corrobora isto o fato da assembléia de minerais pesados do material do ponto BC32 apresentar de 37 a 77% de epidotos. Assim como as paleocorrentes do local BC32 indicam fontes a norte, os metamorfitos do Grupo Açungui. Portanto, concluímos pela provável existência de duas fontes distintas para o epidoto (figura 23).

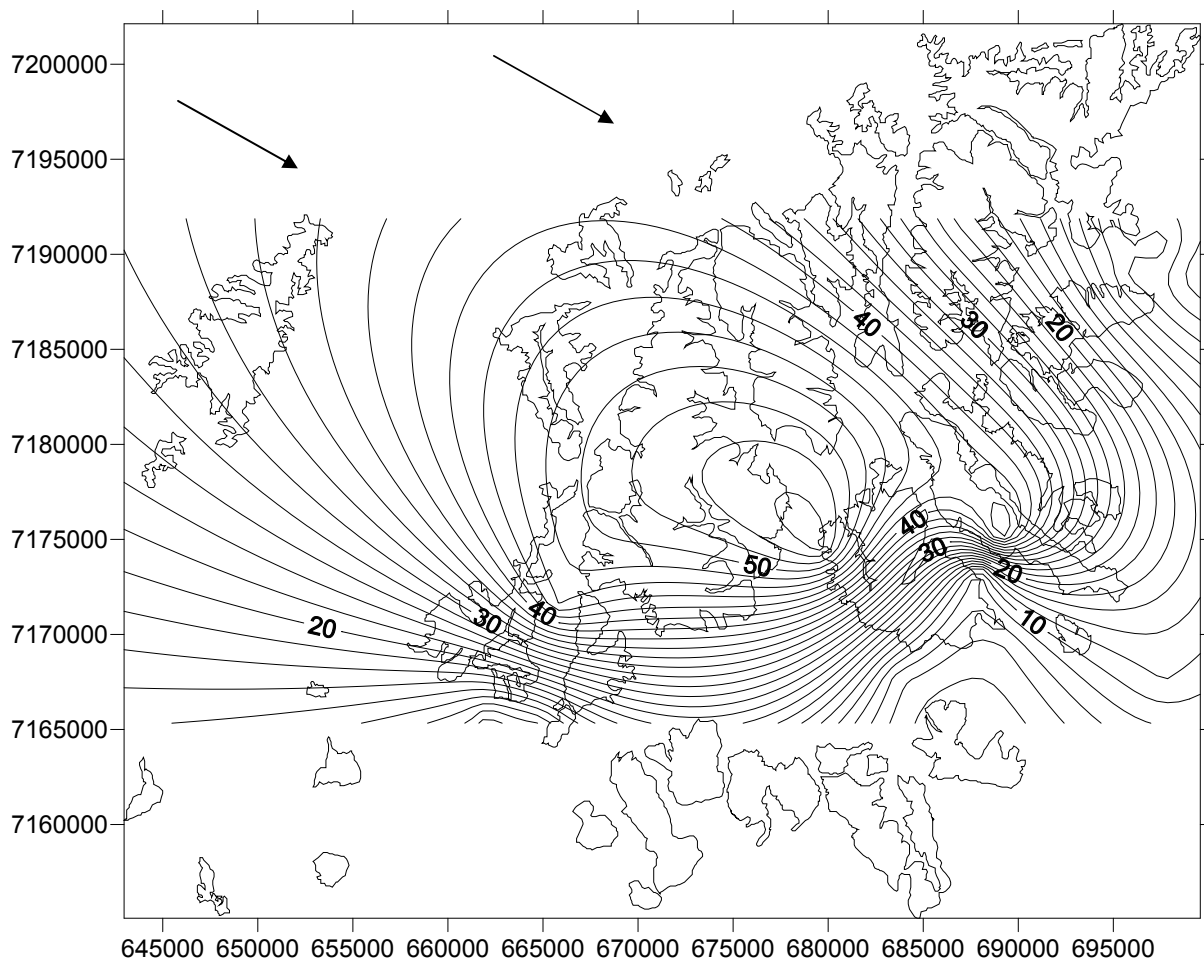
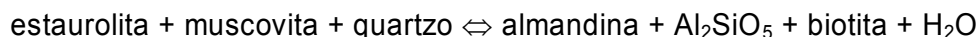


Figura 23. Mapa de frequência (%) de epidoto na Bacia de Curitiba. As setas no mapa correspondem aos rumos de transporte (paleocorrentes).

6.3 Estauroлита

A estauroлита é o terceiro mineral em abundância na Bacia de Curitiba. É um mineral estável segundo PETTIJOHN (1973) com campo de estabilidade (saturação de quartzo e água) no intervalo de temperatura entre 510° a 670 °C (MESQUITA *et al.* 2006). A ocorrência de estauroлита marca a transição da fácies xisto verde à fácies anfibolito, em metapelitos e dá seu nome a uma zona de metamorfismo regional. O par estauroлита – granada almandina é um dos pares característicos de fácies anfibolito inferior e médio (DEER *et al.*, 2000). Pode ocorrer também como produto de alteração hidrotermal em zonas de cisalhamento de alta temperatura (MESQUITA *et al.* 2006).

Durante o metamorfismo progressivo de rochas pelíticas, a estauroлита desenvolve-se anteriormente à cianita de acordo com a reação em equilíbrio químico a seguir:



As condições metamórficas indicam que o campo de estabilidade maior é para estauroлита rica em Fe ($P > 1,5$ Kbar, T 500-700°C) (DEER *et al.*, 2000). A estauroлита é um constituinte comum dos aglomerados de minerais pesados em sedimentos devido à sua resistência ao intemperismo químico.

Na Bacia de Curitiba, a estauroлита ocorre principalmente nas porções mais centrais. De acordo com as características analisadas e apresentadas nesta pesquisa e as direções de paleocorrentes (figura 21), acredita-se que as rochas metamórficas de médio a alto grau do Complexo Atuba possam ter sido as possíveis fontes de estauroлита para a bacia.

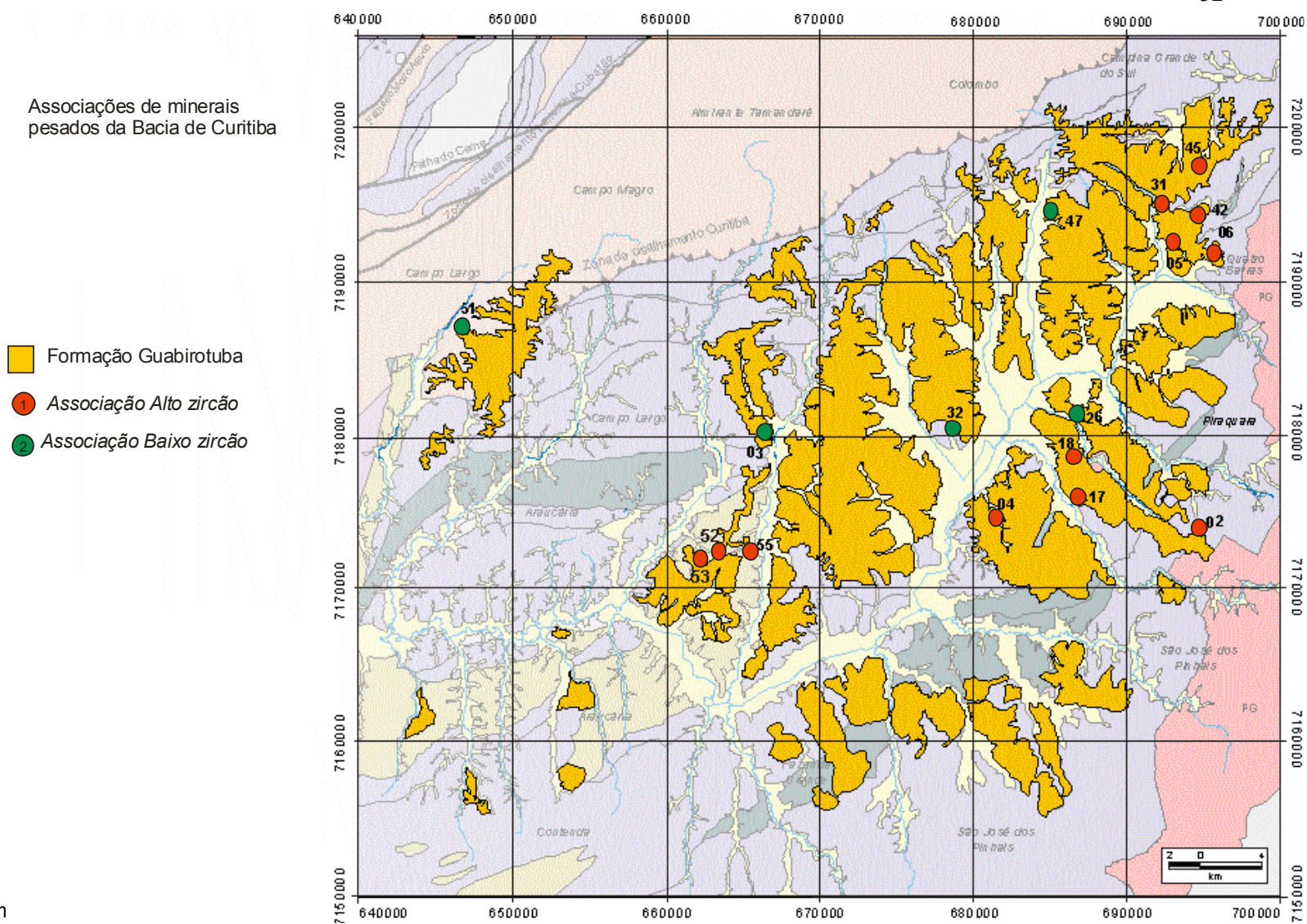
6.4 Turmalina

A turmalina tem elevada estabilidade e composição química relativamente complexa. Ocorre como fase acessória em rochas ígneas, metamórficas e hidrotermais. DEER *et al.* (2000) representam os campos composicionais das turmalinas mais comuns, dravita, uvita, shorlita e elbaita em um diagrama de abundância de Fe em relação a Mg. Segundo os autores, dravita e uvita são de origem tipicamente metamórfica ou metassomática enquanto que shorlita e elbaita são incluídas em paragêneses de granitos ou pegmatitos.

A determinação das variedades de turmalina é muito difícil de ser feita em microscopia óptica de luz transmitida. Além do mais, sua presença em geral tem frequência média inferior a 3%, fatos que não estimulam seu estudo para análise de proveniência de sedimentos.

6.5 Associações Alto zircão e baixo zircão, diferentes proveniências

De acordo com as características do zircão e com as paleocorrentes identificadas acredita-se que a população *alto zircão* tenha, possivelmente, como área fonte preferencial a província granítica Graciosa. Já a associação *baixo zircão*, de acordo com resultados de rumos de paleocorrentes, e assim como com a maior quantidade de epidoto, pistachita e zoizita, característicos de rochas metamórficas, parece ter o Complexo Atuba e Grupo Açungui como principais áreas-fonte (figura 24).



7 Conclusões

A análise de associações de minerais pesados transparentes não micáceos mostrou-se eficaz no estudo de proveniência dos sedimentos da Bacia de Curitiba.

O estudo de minerais pesados do preenchimento sedimentar da Bacia de Curitiba revelou que a porcentagem destes minerais nas frações analisadas varia de 0,25 a 2,6% .

As espécies mais abundantes são zircão, epidoto, estauroлита, turmalina e rutilo. O mineral predominante é o zircão, com frequência média de 73%, embora possa alcançar valores de 100%. Em segundo lugar, temos os minerais do grupo do epidoto com frequência média de 17,1%. Todavia, em alguns locais tal frequência pode chegar a valores superiores a 77 %. As quantidades relativas médias dos outros minerais pesados existentes são: turmalina 4%, estauroлита 3,3% e rutilo 1,6%.

A maturidade mineralógica aumenta em direção a borda sudeste da bacia, refletido no aumento significativo da quantidade de zircão dentre ultra-estáveis (índice ZTR). Esta distribuição condiz com a tendência principal dos rumos de paleocorrentes, que indica áreas-fonte localizadas a sul/sudeste.

É provável que sedimentos de intervalos estratigráficos inferiores apresentem maior ZTR do que de superiores, devido à maior quantidade relativa de minerais ultra-estáveis em amostras provenientes de estratos mais basais da Formação Guabirotuba.

Esta análise da evolução sedimentar da Bacia de Curitiba com uso de minerais pesados não logrou diferenciar fases. Em parte, devido à falta de superfícies ou intervalos-guia de correlação estratigráfica. Tal característica é comum de contextos deposicionais continentais, sobretudo de clima semi-árido dominante.

A assinatura mineralógica da origem dos sedimentos de rochas ígneas é muito evidente. A elevada quantidade de zircão constitui excelente traçador da dinâmica de transporte sedimentar na bacia. Existem similaridades mineralógicas nos depósitos da Formação Guabirotuba, assim como algumas diferenças significativas em termos de percentual relativo. Em direção ao centro da bacia sedimentar, os percentuais relativos de epidoto e estauroлита aumentam na mesma proporção em que diminui o percentual de zircão. Essa diferença pode ser atribuída à diferença na proveniência.

A expressiva quantidade de zircão verificada poderia, numa primeira análise, indicar a Província Graciosa, as rochas metamórficas de médio a alto grau do Complexo

Atuba e o Grupo Açungui como áreas-fonte potenciais para a bacia sedimentar de Curitiba.

De acordo com a composição mineral descrita para as rochas ígneas e metamórficas das áreas adjacentes e no substrato da Bacia de Curitiba, associada às medidas de paleocorrentes, a maior contribuição para o preenchimento da Bacia de Curitiba parece ter sido a Província Graciosa. Porém o Complexo Atuba, com litotipos dominados por granito-gnaisses, com frequentes intercalações de corpos anfibolíticos e de xistos aluminosos, foi provavelmente responsável por grande contribuição de detritos para o preenchimento sedimentar da bacia, assim como o Grupo Açungui, principalmente a Formação Capiu, mais próxima das bordas da bacia. Foram definidas duas populações distintas de minerais pesados na Bacia de Curitiba: uma denominada de *baixo zircão* (com quantidades relativas entre 78 e 100%) e outra, denominada de *baixo zircão* (com quantidades relativas entre 20 e 61%). De acordo com as características de cada mineral e com os rumos de paleocorrentes determinados considerou-se que a população *alto zircão* tenha como provável área-fonte preferencial a província granítica Graciosa enquanto que a população *baixo zircão* parece ter o Complexo Atuba e Grupo Açungui como principais áreas-fonte.

Para avaliar o potencial de contribuição de proveniência das unidades do embasamento é necessário aprofundar a pesquisa, com análises mais aprofundadas sobre forma, zoneamento composicional e geoquímica de zircão, comparando-os com os de áreas-fonte tais como o do Complexo Atuba e Grupo Açungui. Além disso, é importante o estudo de paleocorrentes e de distribuição faciológica dos depósitos.

Dados de observação das associações minerais e resultados das principais tendências de fluxos de sedimentos indicaram que as principais áreas-fonte dos sedimentos da Formação Guabirotuba são a Província Graciosa, o Complexo Atuba e o Grupo Açungui.

8 Referências bibliográficas

Ab' Saber, A.N.; Bigarella, J.J.; Salamuni, R. 1961. Origem e ambiente de deposição da Bacia de Curitiba. Boletim Paranaense de Geografia. 4-5:71-81.

Ahrens, L.H. & Erlank, A.J. 1969. Hafnium. In: Wedepohl, K.H. (ed.). Handbook of Geochemistry. New York, Springer-Verlag. V.II/5, sections B-O.

Allen, P. 1972. Wealden detrital tourmaline: implications for north-western Europe. Journal of Geologic Society. 128: 273-94.

Almeida, F.F.M. 1952. Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos Estados de São Paulo e Paraná. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 1(1): 53-58.

Almeida F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48 (Suplem.): 15-26.

Archella, E. 2004. Disponibilidade hídrica subterrânea na área de abrangência da bacia sedimentar de Curitiba – PR. Uma contribuição da faciologia sedimentar para a caracterização do aquífero Guabirotuba, corroborada por análises estatísticas das vazões. Dissertação de mestrado. Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Londrina, 180 p.

Asmus H.E. & Ferrari A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. In: Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, p. 75-88 (Série Projeto REMAC 4).

Barros C. E.; Nardi L.V.S.; Dillenburg S.R. 2005. Geoquímica de minerais detríticos em estudos de Proveniência: Uma revisão. *Revista Pesquisas em Geociências*, 32(1): 3-15.

Becker R.M. 1982. Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional. Pós-graduação

em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado.

Belousova, E.A. Griffin, W.L. O'Reilly, S.Y. & Fischer, N.I. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143:602-622.

Bigarella J.J. & Salamuni R. 1962. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. *Boletim da Universidade do Paraná*. 7:1-164.

Bucher K., Frey M 1994. *Petro-genesis of Metamorphic Rocks*. 6^a edition. 318p.

Calliari, L.J.; Fischler, C.T. & Berquist, C.R. 1990. Heavy-mineral variability and provenance of the Virginia inner shelf and lower Chesapeake Bay. Virginia: Virginia Division of Mineral Resources, 124 p.

Carver, R.E. 1971. *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York: Wiley Interscience. 452p.

Cherniak, D.J. Hanchar, J.M. & Watson, E.B. 1997. Rare-earth diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 143:289-301.

Cordani, U.G. *et al.*, 2000. Crustal evolution of the South America Platform. *In*: Cordani, U.G. *et al.* (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 19-40.

Cornell, D.H. & Hegardt, E.A. 2003. No more blind dates with zircon! *Geophysical Research Abstracts*, 5: 02523.

Coimbra, A.M. 1976. Arenitos da Formação Bauru: estudo de áreas fonte. São Paulo, Universidade de São Paulo. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências/USP). 2v.

Coutinho, J. M. V; Coimbra, A. M. 1974a. O pré-cambriano no vale do rio Doce como fonte alimentadora de sedimentos costeiros. *In*: XXVIII Congresso Brasileiro de

Geologia. Porto Alegre. Anais v.1: 43-56.

Coutinho, J. M. V. ; Coimbra, A. M. 1974b . Os minerais pesados de areia na foz do rio Doce. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre. Anais v.1: 61-77.

Coutinho V.M.J. 1986. Lantanita de Curitiba. Boletim USP mineralogia, n.13, p.119-126.

Coutinho, J. M. V. & Coimbra, A. M 2005. Tabela de identificação Óptica de Minerais Transparentes em Sedimentos. Curitiba/São Paulo, UFPR/USP. 17 p. (inérita, revisão de Fernandes et al. a partir de versão dos autores de 1995).

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 2000. Minerais Constituintes das Rochas. Uma introdução. 2ª edição. Fundação calauste Gulbenkian. P.727.

Edelman, C.H. 1933 Petrologische provincies in het Nederlandse kwartair. Diss. Amsterdam: 104 p.

Fassbinder, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. São Paulo: USP. 207 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica)

Feo-Codecido, G. 1956. Heavy mineral techniques and their application to Venezuela stratigraphy. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 40 (5): 985-1000.

Fiori A. P.; Salamuni E.; Fassbinder E. 1987. Geologia da Região de Bateias – Bocaiúva do Sul. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, SBG, Curitiba, Atas. p 773-787.

Fiori A.P. 1990. Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. IG, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 261 p.

Fiori A.P. 1992. O Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: SBG, p.279-280.

Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957. Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.

Fujimori, K. 1981. 'Lantanita' de Curitiba, novo mineral de lantânio. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 53,147-52.

Giannini, P.C.F.; Lessa, G.C.; Kogut, J.S. & Angulo, R.J. 1997. Variação na assembléia de minerais pesados de testemunhos rasos na planície costeira de Paranaguá (PR). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO E REUNIÃO SOBRE O QUATERNÁRIO DA AMÉRICA DO SUL. 6., Curitiba: 1997. Resumos Expandidos: ABEQUA, p. 58-62.

Giannini, P.C.F; Angulo R.J.; Souza, M.C., Kogut, J.S., Delai, M.S. 2004. A erosão na costa leste da Ilha do Mel, baía de Paranaguá, estado do Paraná: modelo baseado na distribuição espacial de formas deposicionais e propriedades sedimentológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 34: 231-242.

Griffths, J.C. 1967. Scientific method in the analysis of sediments. New York: McGraw-Hill Book Co. 508p.

Gualda, G. A. R. & Vlach S. R. F. 2005. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 79 (3): 405-430.

Hoskin, P.W.O. & Black, L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 423-439.

Hubert J.E. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the cross composition and texture of sandstones. *J. Sed. Pet.*, 32:440-450.

KAUL PFT. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG-22, Curitiba e SG-23, Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 33, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, SBG 6: 2815–2825.

Kaul, P.F.T. and Cordani, U.G., 2000, Geochemistry of the Serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications, Southern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 30, n.1, p. 15-119.

Krynine P.D. 1946. The tourmaline group in sediments. *The Journal of Geology*, 54:65-87.

Krumbein, W.C. 1934. Size Frequency Distribution of Sediments. *Journal of sedimentary petrology*, 4: 65-77.

Krumbein, W.C. & Pettijohn, F. 1938. *Manual of Sedimentary Petrography*. New York: Appleton-Century. 549p.

Krumbein, W. C. 1941. Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal Sedimentology Petrology*, 11:64-72.

Krumbein, W.C. & Sloss, L.L. 1956. *Stratigraphy and Sedimentation*. San Francisco: W. H. and Freeman and Co. 497p.

Lihou J. & Mange-Rajetzky M.A. 1996. Provenance of the Sardona Flysh, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. *Sedimentary Petrology* 105:141-157.

Maack, R. 1947 Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2: 63–154. 105:141-157.

Maack, V. 1981. *Geografia física do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro, Livraria José Olympio Ed., 442p.

Mange, M.A. & Maurer H.F.W. 1992. Heavy Minerals in Colour. London, Chapman & Hall. 147 p.

Mello C.L, Moura J.R.S., Carmo I.O., Silva T.M., Peixoto M.N.O. 1985. Eventos de sedimentação durante o Holoceno no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ) - aloestratigrafia e datações por radiocarbono. In: ABEQUA, Congr. Assoc. Brás. Est. Quat., 5, Niterói, Anais, 193-200.

Mesquita, M.J. Hartmann ,L.A. Fyfe, W.S.. Picanço, J.L. Castro, A.B. 2006. Alteração metamórfico – hidrotermal nos depósitos de ouro tipo-veio de porto nacional, TO, Brasil: Evidências de química mineral e microestruturas na zona de cisalhamento cachimbo. Revista Brasileira de Geociências 36(1-suplemento) 34-50.

Mezzadri, G. & Saccani, E. 1989. Heavy mineral distribution in late quaternary sediment dispersal in sedimentary basins at active margins. Journal of Sedimentary Petrology, 59 (3): 412-422.

Morris, T.F., & Kaszyscki, C.A. 1997, A prospector's guide to drift prospecting for diamonds, northern Ontario: Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 63.

Morton, A. C. 1984. Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from the North Sea Basin. Clay Minerals, 19: 287-308.

Morton , A.C. & Hallsworth C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. Sedimentary Geology 90, 241-246.

Morton, A. & Hurst, A. 1995. Correlation of sandstones using heavy minerals: example from the Statfjord Formation of the Snorre Field, northern North Sea. In Dunay, R.E. e Hailwood, E.A. (eds), *Nonbiostratigraphical methods of dating and correlation*. Geological Society, Special Publication, 89: 3-22.

Morton, A.C. & Hallsworth C. 1999. Processes controlling the composition of mineral assemblages in sandstones. Sedimentary Geology, 124:3-29.

Perico, Edimar ; Fernandes, L.A. ; Urban, C 2007. Mineralogical and textural characterization of calcretes of the Guabirota Formation, Curitiba Sedimentary Basin (PR) by optical microscopy and Scanning Eletronic Microscopy. In: XXI Congresso da Sociedade Brasileira de Microscopia e Microanálise, 2007, Búzios - RJ. Anais do XXI Congresso da Sociedade Brasileira de Microscopia e Microanálise.

Pettijohn, F.J. 1957. Sedimentary rocks. New York: Harper & Brothers. 718p.

Pettijohn, F.J.; Potter, P.E. & Siecer, R. 1973. Sand and sandstone. New York, Heidelberg, Berlin, Springer-Verlag. 618p.

Pupin, J. P. 1980. Zircon and Granite petrology. Contributions to Mineralogie and Petrology 73, p. 207-220.

Rittenhouse, G. 1943. Trasportation and deposition of heavy minerals. Bulletin Geology Society of America, 54:1725-1780.

Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with gamet and the link between U-Pb ages ans metamorphism. Chemical Geology, 184: 123-128.

Rubatto, D. & Hermann, J.2003. Zircon formation during fluid circulation oin eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(12): 2173-2187.

Rubey, W.W. 1933 The size-distribution of heavy minerals within a water laid sandstone. Journal of Sedimentary Petrology, Tulsa, Okla, p. 3-29.

Salamuni, E; Salamuni R.; Ebert, H.D. 1999. Contribuição à Geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR) – Boletim Paranaense de geociências, n.47, p.123-142. Editora da UFPR.

Salamuni, E.; Ebert, H.D.; Hasui, Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. Revista Brasileira de Geociências, Volume 34. p. 469-478.

Schüttenhelm, Ruud T.E.; Laban Cees 2004. Heavy minerals, provenance and large scale dynamics of seabed sands in the Southern North Sea: Baak's (1936) heavy mineral study revisited. *Quaternary International* 133–134 (2005) 179–193.

Shepard, F.P. 1954 - Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal Sedimentary Petrology*, 24:151-158.

Siga Jr., O., Basei, M.A.S., Reis Neto, J.M. dos, Machiavelli, A. and Harara, O.M., 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, 26: 69-98.

Siga Jr. O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. São paulo, 212p. (Tese – Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

StereoNet for Windows 3.03 (copyright 1992-1995 Geological software Tronstø Noruega).

Sturm, R. 2004. Analysis of magmatic crystal growth by backscattered electron imaging. *Microscopy and Analysis*, 18(4):25-27.

SUDERHSA, 2007. Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental – Hidrografia bacia do Alto Iguaçu. Escala 1:10.000, arquivo SHP, tamanho 42,0 MB. Em 23/10/08.

Suguio, K. 1973. Introdução à sedimentologia. São Paulo-SP: Edgard Blücher. 317p.

Svisero, D.P. and Mascarenhas, Y. 1981. Dados químicos e cristalográficos da 'lantanita' de Curitiba, PR. *Atas do 3º Simp. Reg. Geologia, Núcleo São Paulo*, 1, 295-304.

Tickell, F.G. 1965. The techniques of Sedimentary Mineralogy: Developments in Sedimentology, 4. Amsterdam: Elsevier. 220p.

Tomazelli, L. J. 1978. Minerais pesados da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Acta geológica Leopoldensia, 5(2): 159 p.

Vanz, A. 1996. Minerais pesados como traçadores naturais na dispersão de sedimentos da Província Patos, desembocadura da lagoa dos Patos. Rio Grande. 65p. Monografia. Curso de Oceanografia. Fundação Universidade Federal de Rio Grande.

Weissbrod, T. & Nachmias J. 1986. Stratigraphic significance of in the heavy minerals in the Late Precambrian–Mesozoic clastic sequence (“Nubian Sandstones”) in the Near East. Sedimentary Geology 47, 263-291.

Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30: 377-392.p.

Zalán P.V. & Oliveira J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, 13(2): 269–300.

Apêndice

1. Locais de descrição de afloramentos

Apêndice 1. Locais de descrição de afloramentos.

Amostra	Coord (UTM) Lat/long	Localização/observações
BC-02C	694932/7174199	BR 277 sentido Curitiba, após a balança
BC-03C	666703/7177752	Contorno sul. Área de contato com embasamento
BC-04	682419/7174456	R Manoel Nogueira Machado
BC-05B	693331/7193199	Trevo de Quatro Barras
BC-06C	696676/7193210	Extração Bentonita do Paraná. Localizado na borda leste da bacia onde seriam esperadas fácies mais grossas.
BC-17A	687409/7175781	BR 101, km 94,5. Área de contato com embasamento.
BC-18	686179/7179251	BR 277, km 71,3. Após o rio Pequeno II, no sentido Curitiba.
BC-26A	678717/7180986	Uberaba, Rua Alcides Mauro, 55.
BC-31A	692873/7193667	
BC-32B	678884/7180454	Av das Torres; Rua Henrique Mehl. Em frente a concessionária.
BC-32C	678884/7180454	Sedimento de topo
BC-33	649905/7185299	Próximo ao km 116 da BR 277, sentido Ponta Grossa.
BC-42A	694378/7194564	R. Darvil José Caron. À direita do km 3 da BR 116 sentido São Paulo – Curitiba.
BC-45	693631/7195276	Campina Grande do Sul.
BC-47B	685413/7195666	Colombo. Estrada da Ribeira. Contato com embasamento.
BC-51	646609/7187550	Estrada do Ferpudo (rio Itaquí).
BC-52D	663319/7172438	Av. das Araucárias, km 60. Em frente à refinaria de óleo.
BC-53	662616/7172372	À direita da Av. das Araucárias (km 60).
BC-55	665826/7172308	Trevo novo da Refinaria da Petrobrás, Araucária.